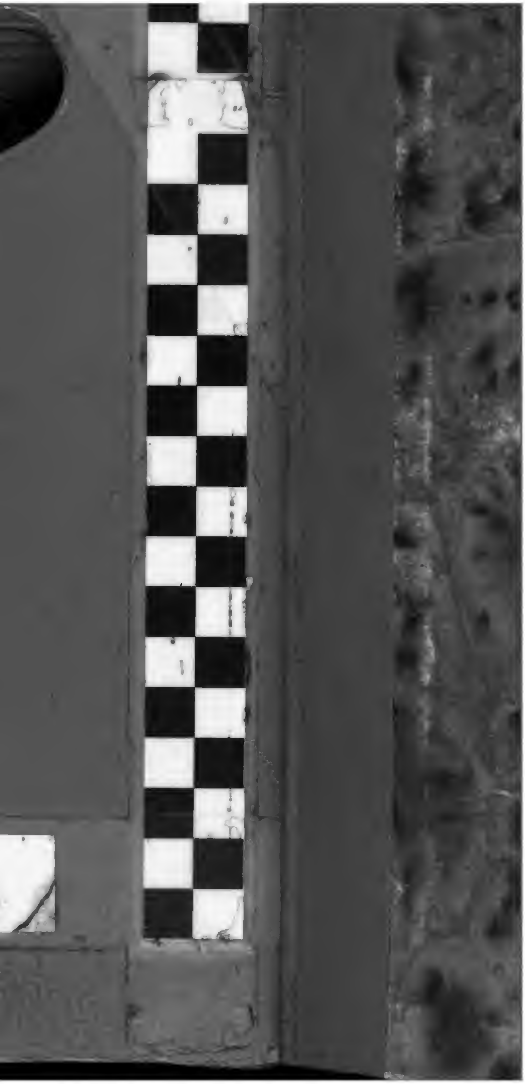
image
not
available


Q.9.J13
11
Jahrbuch der Astronomie u. Geophysi


Jahrbuch der Astronomie u. Geophysi



JAHRBUCH

der

Astronomie und Geophysik.

Enthaltend die wichtigsten Fortschritte auf den Gebieten

der

Astrophysik, Meteorologie und physikalischen Erdkunde.

Unter Mitwirkung von Fachmännern

herausgegeben

von

Dr. Hermann J. Klein.

XI. Jahrgang 1900.

Mit fünf Tafeln in Schwarzdruck.

EDUARD HEINRICH MAYER

Verlagsbuchhandlung

Leipzig 1901.

Inhaltsübersicht.

Geophysik.

Verzeichnis der Tafeln.

Astrophysik.

Die Sonne.

Sonnenstatistik 1899. Die Relativzahlen der Sonnenflecke sind wie gewöhnlich von A. Wolfer festgestellt worden.[1]) Die nachstehende Tabelle enthält die Resultate auf Grund der in Zürich und an 15 Orten angestellten Beobachtungen, und zwar bezeichnet m die Zahl der fleckenfreien Tage, n die der Beobachtungstage und r die mittlere Relativzahl.

1899	m	n	r
Januar	2	31	19.5
Februar	10	28	9.2
März	4	31	18.1
April	1	30	14.2
Mai	7	31	7.7
Juni	2	30	20.5
Juli	9	31	13.5
August	24	31	2.9
September	11	30	8.4
Oktober	16	31	13.0
November	10	30	7.8
Dezember	8	31	10.5
Jahr	104	365	12.1

Das Jahresmittel stellt sich hiernach für 1899 auf r = 12.1 und zeigt somit gegenüber dem Vorjahre die für die Umgebung eines Minimums verhältnismässig starke Abnahme von 14.6 Einheiten. In noch stärkerem Grade hat die Zahl der fleckenfreien Tage zugenommen, nämlich von 39 auf 104. »Die frühere Bemerkung«, bemerkt Prof. Wolfer, »dass das Jahr 1898 eine durch ein starkes Wiederanwachsen der Thätigkeit in der zweiten Hälfte des Jahres veranlasste Anomalie im Gange der Fleckenhäufigkeit aufweise, und dass das Stationärbleiben des Jahresmittels von 1897 auf 1898 nicht etwa als Anzeichen von der unmittelbaren Nähe des Minimums zu betrachten sei, bestätigt sich also vollkommen. Liesse

[1]) Astron. Mitteilungen Wolfer No. 91. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich 1900.

man das Jahresmittel von 1898 ausser Betracht, so würde die Verbindung desjenigen von 1899 mit dem von 1897 und den vorhergehenden eine ganz regelmässig absteigende Fleckenkurve mit ebenso gleichmässig abnehmendem Gefälle ergeben, und nach ihrem Verlaufe zu schliessen, dürfte das bevorstehende Minimum sogar erst im Laufe von 1901 zu erwarten sein. Es geht dies auch daraus hervor, dass die die neue Thätigkeitsperiode einleitenden Flecken- und Fackelbildungen in hohen Breiten noch fast gänzlich fehlen, indem nach den Zürcher Beobachtungen bis jetzt — Mitte 1900 — nur ein einziger kleiner Fleck am 27. September 1899 in 37° heliographischer Breite beobachtet worden ist, und auch Fackelgruppen in höhern Breiten nur ganz vereinzelt aufgetreten sind.«

Der Verlauf der Fleckenthätigkeit im einzelnen während des Jahres zeigt nur geringe Schwankungen oder sekundäre Wellen. Die genauere Untersuchung ergiebt »wieder neue Belege für die oft hervorgehobene Thatsache, dass die Thätigkeit auch zu solchen Zeiten, wo sie verhältnismässig gering ist, und die einzelnen Fleckengruppen nur kurze Dauer haben, sich oft durch viele Monate hindurch auf ganz bestimmte, deutlich abgegrenzte Stellen der Fleckenzonen konzentriert. Das erste Semester des Jahres, in welchem zwei solche Gebiete vorhanden waren, scheint ausserdem auch Anzeichen von der früher ebenfalls mehrfach erwähnten diametralen Gegenüberstellung solcher Gebiete zu enthalten, indem das eine von ihnen sich um den Meridian von 270°, das andere um denjenigen von etwa 70° herum erstreckt.«

Die Beziehungen der grossen Sonnenprotuberanzen zu den Flecken, Fackeln und zu den Polarlichtern hat U. Mazzarelli studiert.[1]) Unter grossen Protuberanzen versteht er solche von mindestens 90″ scheinbare Höhe, wobei die Beobachtungen zu Palermo und Catania 1881—1898 zum Grunde gelegt wurden. Zunächst wurde die Verteilung der hohen Protuberanzen nach der heliographischen Breite von 10 zu 10° zusammengestellt, wobei sofort erkannt wird, dass die einzelnen Breitenzonen Verschiedenheiten darbieten, aus denen aber wegen der Kürze der berücksichtigten Beobachtungsperiode sich keine allgemeinen Schlüsse ableiten lassen. So viel steht aber fest, dass auf der nördlichen Sonnenhalbkugel grosse Protuberanzen überhaupt nur zwischen 0 und $+70°$ vorkommen und auf der südlichen Halbkugel zwischen 0 und $-80°$, also auf beiden in nahezu gleichen Zonen. Die meisten hohen Protuberanzen werden auf beiden Halbkugeln in den symmetrischen Zonen 20—50° angetroffen; speziell die Zone $\pm 30°$ bis $\pm 40°$ weist die grösste Zahl der hohen Protuberanzen auf.

Von den Sonnenflecken ist nun bekannt, dass sie über $\pm 30°$ hinaus so selten auftreten, dass sie dort vernachlässigt werden können,

[1]) Mem. della Soc. degli Spettrosc. Ital. 1900. 29. p. 23.

wo, wie wir nun erfahren, die hohen Protuberanzen am zahlreichsten vertreten sind. Für die Beobachtungszeit ist eine kleine Tabelle der Flecken, die in höhern Breiten als 30° gesehen wurden, gegeben, und die Dürftigkeit der Fleckenzahl, wie die äusserste Seltenheit des zeitlichen Zusammenfallens beider Erscheinungen beweisen absolut, dass in den Sonnenbreiten über $\pm 30°$ gar kein Zusammenhang zwischen hohen Protuberanzen und Flecken existiert. Noch beweisender aber für die Unabhängigkeit beider ist die Berücksichtigung der eigentlichen Fleckenzone zwischen $+30°$ und $-30°$. Obwohl hier 227 hohe Protuberanzen beobachtet sind, zeigen nur 22 Fälle ein zeitliches Zusammentreffen mit Flecken.

Die Vergleichung mit den Sonnenfackeln, welche von mehrern Astrophysikern für identisch mit den Protuberanzen, mit denen sie im Spektrum die Linie K gemeinsam haben, gehalten werden, hat zu genau denselben Ergebnissen geführt, wie die Untersuchung der Sonnenflecken. Unter den in der berücksichtigten Zeitepoche beobachteten 504 hohen Protuberanzen fielen nur 35 zeitlich und räumlich mit Fackeln zusammen.

Zur Vergleichung der Protuberanzen mit den Polarlichtern hat Verf. den Katalog benutzt, den Angot in seinem Polarlichtwerke veröffentlicht hat; dieses Verzeichnis reicht jedoch nur bis 1890. Aus der Zusammenstellung der Nordlichtbeobachtungen mit denen der hohen Protuberanzen ergab sich, dass unter 204 hohen Protuberanzen nur 56 oder 24 % zeitlich mit Polarlichtern zusammenfielen. Hier freilich kommt der Umstand, dass die Protuberanzen nur am Sonnenrande beobachtet werden, ganz besonders in Betracht, der Schluss ist daher nicht bindend.

Das Wesen der Sonnenflecke. Gelegentlich der Beschreibung eines am 17. Juni 1900 beobachteten grossen Sonnenfleckes, der einer Gruppe von 80000 *km* angehörig, mit seinen Anhängen einen Durchmesser von 36000 *km* besass, äussert Moreux sich über die Natur der Flecke. Der von ihm abgebildete grosse Fleck ist nach Moreux ein schönes Beispiel für die bisher noch wenig erforschte Teilung der Flecke, welche er nach seinen Erfahrungen als eine Wirkung des Eindringens der Photosphäre ansieht. Die unter dem Namen »Reiskörner« bekannten hellen Wolken verlängern sich, wie vom Flecke angezogen, bilden den Hof und stürzen bald in den Kern, was in der Figur schön zur Anschauung kommt. — Zur Erklärung aller von den Flecken bekannten Erscheinungen nimmt Moreux an, dass sie überhitzte (hyperthermische) Gebiete darstellen. Jede Wärmezunahme an der Sonnenoberfläche begünstigt die Dissociation und unterdrückt die Strahlung dieser Stelle der Photosphäre. Als Ursache solcher Wärmesteigerung wird eine lokale Verdichtung der Korona- und Chromosphärenstoffe angenommen; gleichzeitig wird an dem Orte eines Fleckes ein Zentrum eines Hochdruckgebietes vorausgesetzt, das die überhitzten Gase hindert,

aufzusteigen und sich oben zu verbinden. Wäre das Druckzentrum nicht vorhanden, so hätte man hier Fackeln statt eines Fleckes. Zur Stütze dieser Anschauung wird angeführt, dass das Spektrum der Flecke dasselbe ist, wie das der Photosphäre, und dass der Kern eine violette Färbung besitzt, ferner die strahlenartige Anordnung des Fleckenhofes.[1])

Die grösste mögliche Dauer einer totalen Verfinsterung der Sonne. Dieses Problem ist von C. T. Whitwell behandelt worden.[2])

Die Bedingungen für die Maximaldauer der Totalität sind:

1. Der Neumond in oder sehr nahe seinem Knoten muss in möglichst günstiger Erdnähe stehen.
2. Die Sonne muss in der Erdferne sein.
3. Während der Totalität, welche an einem Orte beobachtet werden muss, wo sie um Mittag nach Lokalzeit eintritt, muss der Mondschatten sich längs einem Parallelkreise der Breite bewegen, so dass die tägliche Bewegung des Beobachters auf der rotierenden Erde für die beobachtete Zeitdauer parallel zur Bewegung des Mondes erfolgt. Dadurch verlangsamt sie soviel als möglich die Bewegung des Mondschattens auf der Erdoberfläche für diesen Beobachtungsort.
4. Sonne und Mond müssen im Scheitelpunkte des Beobachters stehen, so dass der Durchmesser des Schattens so breit als möglich ist.
5. Der Beobachter muss sich auf dem Erdäquator befinden, so dass die Geschwindigkeit seiner Bewegung mit der Erdumdrehung möglichst gross ist.

Die vorstehenden Bedingungen könnten alle gleichzeitig erfüllt sein, wenn Sonne und Mond sich in der Ebene des Erdäquators bewegten, da dies aber nicht der Fall ist, so heben sie sich einander zum Teil auf.

Die Bedingungen 1. und 2. können gleichzeitig erfüllt sein, auch 3. zu gewissen Zeiten. Denn die Mondbahn macht mit der Ekliptik einen Winkel von nahezu 5°, und dies ist auch ungefähr die Grösse des Winkels, welchen der absteigende Teil der Ekliptik mit dem Breitenparallel macht, welches sie im Punkte des Apogäums schneidet. Der Mond muss folglich in oder nahe dem aufsteigenden Knoten stehen. Die Bedingungen 4. und 5. können nicht gleichzeitig erfüllt werden. Nach 4. muss der Beobachter sich nahe dem Wendekreise des Krebses befinden, dies vermehrt den Durchmesser des Mondschattens, vermindert aber die Geschwindigkeit der Bewegung des Beobachters mit der rotierenden Erde, welche die Bewegung des Schattens verlangsamt. Die Bedingung 5. verweist den Beobachter auf den Erdäquator, dort aber ist der Durchmesser des Mondschattens kleiner, weil der Mond daselbst nicht im Zenith steht, sein Schatten also die Erdoberfläche schräg trifft. Die nähere Untersuchung ergiebt, dass keine der beiden Positionen unter 4. und 5. die beste ist, dass aber 5. günstiger auf die Länge der Dauer wirkt als 4.

Nehmen wir an, die Sonne befinde sich im Apogäum, so kann die Mondparallaxe auf 61′ 22″ steigen, wenn sich der Mond in der grösstmöglichen Erdnähe befindet. Nehmen wir ferner die Sonne im Apogäum und in 22° 53′ 55″ nördl. Deklination, so findet sich ihr scheinbarer Halbmesser zu 15′ 43.78″. Der lineare Halbmesser des Mondes beträgt 1081.5, der Erdmesser 3963 engl. Meilen. Der geozentrische Winkelhalbmesser des Mondes ist unter obigen Verhältnissen 16′ 44.77″. Nehmen wir jetzt

---

[1]) Compt. rend. 1900. 130. p. 1743 durch Naturwissenschaftliche Rundschau No. 36.

[2]) Monthly Notices 60. No. 6. 1900. p. 435.

den Beobachter an als stationiert unter einer geozentrischen nördl. Breite von 22° 53′ 55″ und den Mond im Knoten und gleichzeitig im Zenith des Beobachters um Mittag von dessen Ortszeit. Die Geschwindigkeit des Beobachters mit der rotierenden Erde wird dann in Bezug auf den Mondschatten 955.74 engl. Meilen pro Stunde geringer sein, als wenn er sich auf dem Erdäquator befände. Die synodische Geschwindigkeit des Mondes ist 2310.50 engl. Meilen pro Stunde; der Durchmesser seines Schattens beträgt 167.89 und seine Geschwindigkeit, mit der er über den Beobachter hinwegstreift, 1354 76 engl. Meilen pro Stunde. Die Dauer T der Totalität in Stunden und deren Dezimalteilen für den Ort unter 22° 53′ 55″ nördl. Breite ist hiernach:

$$T = \frac{167.89}{1354.76} \text{ oder } = 7^m\ 26.13^s.$$

In diesem Falle steht also der Mond im Scheitelpunkte. Nehmen wir jetzt an, er habe eine kleine südliche Breite, so dass sein Schatten noch den Äquator trifft. Jetzt wird der Durchmesser des Schattens kleiner sein, aber die Geschwindigkeit, mit der sich der Beobachter auf der rotierenden Erde bewegt, ist grösser und vermindert in gleichem Grade die relative Geschwindigkeit der Schattenbewegung. Unter der Breite 0° 0′ 0″ ergiebt sich hiernach die Dauer der Totalität:

$$T = \frac{165.08}{1273.00} \text{ oder } = 7^m\ 46.86^s.$$

Ob dies die grösstmögliche Dauer der totalen Verfinsterung ist, lässt sich aus diesen beiden berechneten Fällen nicht entscheiden, man müsste vielmehr auf diesem Wege von Grad zu Grad oder sogar von Minute zu Minute der geographischen Breiten zwischen 0° und 22° 53′ 55″ die Rechnung ausführen, um die Frage zu entscheiden. Die Differentialrechnung giebt aber ein bequemes Mittel an die Hand, um dasselbe Resultat zu finden, indem sie das Problem als einen Fall der Bestimmung eines Maximums und Minimums behandelt. Auf diesem Wege ergiebt sich, dass das wirkliche Maximum der Dauer unter der Breite 4° 47′ 13″ stattfindet und 7ᵐ 48.45ˢ beträgt. Die Rechnung führt aber noch auf einen zweiten Wert für die geographische Breite, nämlich 192° 32′ 47″. Dieser Wert sagt uns, dass unter den gegebenen Verhältnissen die kürzeste Dauer an einem Orte von 12° 32′ 47″ südl. Breite und 180° in Länge von dem obigen Orte entfernt eintritt. An diesem Orte ist zur Zeit der Mitte der Totalität genau Mitternacht, die Sonne kann also dort nicht gesehen werden. Sie würde daselbst nur sichtbar sein, wenn die Erde eine hohle, durchsichtige Glaskugel wäre, und die Sonne nahe senkrecht unter den Füssen des Beobachters stände. Dieses Resultat hat natürlich nur ein theoretisches Interesse, aber es illustriert, wie Whitwell treffend bemerkt, die Allgemeinheit, mit welcher die mathematischen Formeln die Lösung eines Problems geben.

Die oben angegebenen Werte für die maximale Dauer der totalen Sonnenfinsternisse hängen von den angegebenen Werten für den Monddurchmesser und den Erddurchmesser ab. Nun ist aber die Erde keine Kugel, ihr Halbmesser ändert sich also mit der geographischen Breite, und dies beeinflusst wiederum die in Rede stehende Dauer. Auch für den scheinbaren Mondradius und die Parallaxe des Mondes kann man etwas andere Werte zu Grunde legen wie die obigen. Nach dem Nautical Almanac ist im mittlern Abstande der für Finsternisse in Betracht kommende Wert des scheinbaren Mondhalbdurchmessers 15′ 32.65″, und die Horizontal-Parallaxe des Mondes in mittlerer Distanz 57′ 2.70″. Mit diesen Werten hat Whitwell die Rechnung ebenfalls durchgeführt und findet folgende Ergebnisse für die grösstmögliche Dauer einer totalen Sonnenfinsternis unter den beigefügten geographischen Breiten:

unter dem Äquator				7m 37.94s
nördl. Breite	4°	0′	0″	7 39.54
» »	4	51	45	7 39.58
» »	6	0	0	7 39.46

Im 18. Jahrhunderte hat Du Sejour eine ähnliche Untersuchung über die maximale Dauer einer totalen Sonnenfinsternis ausgeführt.[1])

Er kam zu dem Ergebnisse, dass diese stattfinde unter dem Äquator um Mittag am 2. Juli, wenn die Sonne in der Erdferne ist. Seine Rechnung ist weniger genau als die obige, stimmt aber im wesentlichen bezüglich der maximalen Dauer der Totalität mit dieser überein.

Eine neue Deutung des kontinuierlichen Spektrums der Sonnenkorona. Die Sonnenkorona zeigt ausser einigen hellen Linien ein intensives kontinuierliches Spektrum, in welchem dunkle Fraunhofer'sche Linien bisher nicht mit Sicherheit wahrgenommen worden sind, diese also jedenfalls nur sehr schwach sein können. Daraus folgt, dass das kontinuierliche Spektrum der Korona nur zum geringsten Teile von reflektiertem Sonnenlichte herrühren kann und wesentlich durch das Glühen fester oder flüssiger Körperchen verursacht sein muss. Über die Ursache dieses Glühens hat nunmehr Prof. J. Scheiner vom Astrophysikalischen Observatorium zu Potsdam eine Erklärung aufgestellt, welche von den bisher angenommenen abweicht, aber wahrscheinlich die ausschliesslich richtige ist. In No. 3647 der Astron. Nachr. sagt Prof. Scheiner:

»Ziemlich allgemein scheint man bisher angenommen zu haben, dass dieses Glühen in ähnlicher Weise wie dasjenige der Sternschnuppen und Meteore durch Reibung in der äussern Sonnenatmosphäre, als welche die die Korona zusammensetzenden Gase zu betrachten sind, zustandekomme. Bei der zweifellos ausserordentlich geringen Dichtigkeit der äussern Sonnenatmosphäre scheint mir aber diese Erklärung nicht haltbar zu sein; denn wie sollten kleine Körper durch Reibung in einem Gase zum Glühen gelangen können, dessen Dichtigkeit nicht ausreichend ist, die Bahnen hindurchgehender Kometen in merklicher Weise durch seinen Widerstand zu beeinflussen? Auch würden durch die Geschwindigkeitshemmung die Körperchen, wenn sie überhaupt nicht schon völlig aufgelöst würden, sehr bald in die Sonne hineinstürzen; es müssten also fortwährend neue Körperchen in die Nähe der Sonne gelangen, und um dies plausibel zu machen, hat man die Zahl der auf die Sonne stossenden Meteore nach den entsprechenden Zahlen für die Erde berechnet. Ich habe schon an anderer Stelle (Strahlung und Temperatur der Sonne, p. 66) auf die Unrichtigkeit dieses Verfahrens hingewiesen, da es die Voraussetzung involviert, dass der Weltraum ebenso dicht mit meteorischer Materie erfüllt sei, wie unser Sonnensystem, was aber zweifellos nicht zutrifft. Von den kleinen, im Weltall zerstreuten Körperchen, welche in den Anziehungsbereich der Sonne geraten sind, ist natürlich nur ein verschwindend kleiner Teil wirk-

[1]) Mémoires de l'Acad. Royale des Sciences. Paris 1777. p. 318.

lich auf die Sonne gestürzt; ein weit überwiegender Teil ist in geschlossene Bahnen gezwängt worden, und infolgedessen hat sich um die Sonne im Laufe der ausserordentlich grossen Zeiträume, die hierbei in Frage kommen, eine Hülle von meteorischen Partikeln gebildet, die ganz unübersehbar viel dichter sein muss, als der Weltraum. Für unsere Erde ist allerdings diese Dichte massgebend, für die Sonne dagegen nur diejenige des Weltraumes. Hierbei ist noch ganz ausser Acht gelassen, dass vielleicht ein grosser Teil der Meteore nicht aus dem Weltraume stammt, sondern ursprünglich dem Sonnensysteme angehört.

Der Gedanke, die Ursache des Glühens der meteorischen Partikel in der Nähe der Sonne in der direkten Bestrahlung durch die Sonne zu suchen, liegt nun so nahe, dass es auffallend erscheint, dass derselbe bis jetzt in der einschlägigen Litteratur noch nicht ausgesprochen ist — ich habe wenigstens nichts darüber finden können; vielleicht kommt dies daher, dass die Aufgabe, die Temperatur eines der Sonne nahen Körpers numerisch festzulegen, in Strenge nicht zu lösen ist, selbst dann nicht, wenn man über seine chemische Zusammensetzung orientiert wäre. Immerhin aber kann man unter Verwendung vereinfachender Voraussetzungen eine Temperaturbestimmung ausführen, die wenigstens der Ordnung nach richtig sein muss, und damit die Frage entscheidet, ob in Entfernungen von der Sonne, bis zu welchen die Korona reicht, feste oder flüssige Körper allein durch die Sonnenstrahlen bis zur Glühhitze gelangen können.

Diese Voraussetzungen sind die folgenden:

1. Der Körper sei sehr klein, so dass er in sehr kurzer Zeit seinen stationären Standpunkt erreicht, und seine innere Temperatur nicht merklich von der Oberflächentemperatur abweicht. Diese Voraussetzung wird bei meteorischen Partikeln nahe erfüllt sein.

2. Das Emissions- und Absorptionsvermögen sei unabhängig von der Temperatur. Diese Bedingung ist um so mehr erfüllt, je mehr der Körper einem absolut schwarzen entspricht, und nur für einen solchen, in der Natur nicht vorkommenden Körper kann die Temperatur exakt ermittelt werden. Nach Analogie der Temperaturbestimmung bei der Sonne selbst kann diese Temperatur ebenfalls als die effektive bezeichnet werden.«

Für einen solchen hypothetischen, absolut schwarzen Körper giebt Prof. Scheiner unter Zugrundelegung des Stefan'schen Strahlungsgesetzes eine Berechnung der effektiven Temperatur und findet, dass dieselbe bei kleiner und kugelförmiger Gestalt desselben 4160° betragen wird. Will man von dieser auf die wahre Temperatur schliessen, so treten die erwähnten Schwierigkeiten ein. Die Temperatur von 4000° ist aber jedenfalls als die oberste Grenze zu bezeichnen. »Die untere Grenze entzieht sich vorläufig jeder exakten Berechnung; man würde vielleicht in die Nähe derselben kommen, wenn es gestattet wäre, Strahlungsdaten, die bei unserer Erde

gegeben sind, zu benutzen. Das Stefan'sche Gesetz lässt sich aber leider nicht auf physikalisch so kompliziert gestaltete Körper wie die mit Atmosphären umgebenen Planeten anwenden. Vielleicht geben aber doch die folgenden Zahlen eine gewisse Anschauung.

Die absolute Temperatur der kleinen, absolut schwarzen Kugel würde in der Entfernung der Erde von der Sonne bei 338° stationär werden; die mittlere stationäre Temperatur der Erdoberfläche ist aber 288°, und hierbei ist zu bedenken, dass nach den Untersuchungen von Zenker die stationäre Temperatur der Erdoberfläche ohne Sonnenstrahlung bei 200° liegt, wobei also Gleichgewicht zwischen Ausstrahlung und Wärmeleitung aus dem Erdinnern stattfindet, so dass der Effekt der Sonnenstrahlung nur 88° beträgt.«

Unter gewissen Voraussetzungen kommt Prof. Scheiner hiernach zu dem Ergebnisse, dass an der Grenze der Korona die Temperatur noch immer über der Glühhitze liegt, und demgemäss scheint ihm keine Veranlassung vorhanden zu sein, in einer andern als der oben angegebenen einfachsten Erklärung den Grund für das kontinuierliche Spektrum der Korona zu suchen.

Die totale Sonnenfinsternis am 28. Mai 1900. Zur Beobachtung dieser Finsternis sind zahlreiche Expeditionen ausgegangen, und fast alle waren vom Wetter begünstigt. Die Zone der zentralen Verfinsterung strich über die Vereinigten Staaten, über Portugal, Spanien, Algerien und Tripolis bis zum Nil. Die Maximaldauer der Totalität war der Rechnung nach in Portugal 95ˢ in Algier 70ˢ.

Am bedeutendsten sind dieses Mal die von den Amerikanern erhaltenen Resultate.

Vom Naval-Observatorium zu Washington waren auf der Zentrallinie der Finsternis zwei Stationen errichtet worden, die eine in Nord-Carolina, die andere in Georgien. Die spektroskopischen Apparate der letztern Station waren indessen abgezweigt und nach dem Orte Criffin, unmittelbar bei der Zentrallinie der Finsternis, gesandt worden, um eine möglichst lange Dauer der totalen Bedeckung der Sonne zu gewinnen. An beiden Zentralstationen waren 5-zollige photoheliographische Linsen von 40 Fuss Brennweite aufgestellt, um Photographien der Korona zu erhalten, ausserdem kleinere Instrumente, und mehrere der letztern waren mit Farbenschirmen versehen zu dem Zwecke, Photographien der Korona von dem Lichte der grünen Region des Spektrums zu erhalten. Die erhaltenen Photographien der Korona bestehen in Aufnahmen von 2, 5, 10, 35, 45 Sekunden Expositionszeit. Während die 2-Sekundenexpositionen zu lang sind, um das äussere Ende der innern Korona und die Protuberanzen befriedigend zu zeigen, sind sie in Verbindung mit den 5- und 10-Sekundenexponierungen von Wert zur Wiedergabe der Details der innern und mittlern Partien der Korona in grossem Massstabe. Auf den zwei lange (45 Sekunden) exponierten Platten zu Pinchurst kündigen sich die ersten Strahlen des wiederkehrenden

Sonnenlichtes an, aber beide geben feine Details der äussern Partien der Korona bis auf eine Entfernung von einem Monddurchmesser vom Sonnenrande. Auf der Station Barnesville wurde mit einer 6-zolligen Dallmeyerlinse von 102 Zoll Brennweite bei langer Exponierung die Sonnenkorona bis über die Stellung des Merkur hinaus erhalten, also bedeutend weiter wie, soweit bekannt, bei dieser Finsternis irgendwo anders.

Das Astrophysikalische Observatorium der Smithsonian-Institution hatte eine Expedition unter Leitung von Prof. Langley nach Wadesboro N. C. in 34° 57′ 52″ nördl. Breite und 80° 4′ 27″ westl. Länge von Greenwich entsandt. Zur Photographie der Details der innern Korona konnte diese Expedition über den neuen 12-zolligen Achromaten von 135 Fuss Brennweite verfügen, welcher der Harvard-Universität gehört, und den Prof. Edw. Pickering geliehen hatte. Ausserdem war noch eine 5-zollige Linse von 38 Fuss Brennweite vorhanden, welche Prof. Young von dem Princeton-Observatorium zur Verfügung gestellt hatte. Es wurden sechs Aufnahmen erhalten mit Exponierzeit von $^1/_2$—16 Sekunden Dauer. Von grosser Wichtigkeit sind die mit dem Bolometer angestellten Beobachtungen über die Strahlung der innern Korona. Dieselben wurden von C. E. Mendenhall und C. G. Abott ausgeführt. Sie ergaben folgende Resultate:

1. Die Strahlung der Korona wurde durch das Bolometer erkannt und gab wenigstens 5 *mm* Ausschlag über die der dunklen Mondscheibe.

2. Die von der Erdatmosphäre reflektierte Strahlung während der partialen Phase der Finsternis ist bedeutend intensiver als die der Korona.

3. Die Korona ist thatsächlich kälter als das Bolometer und scheint daher weder viel Sonnenlicht zu reflektieren, noch auch etwa infolge hoher Temperatur hauptsächlich Licht auszustrahlen, vielmehr scheint sie in einer Weise Licht auszusenden, welche nicht mit einer hohen Temperatur zusammenhängt, oder wenigstens nicht mit dem Vorherrschen infraroter Strahlen, wie dies gewöhnlich in den Spektren heisser Sterne der Fall ist.

Diese letztere Schlussfolgerung enthält eine Ablehnung der Eruptiv- oder Meteortheorie der Sonnenkorona, und die Beobachtungen, auf denen dieselbe beruht, bedürfen sicherlich der Verifizierung bei künftigen totalen Sonnenfinsternissen. Von den äussern Teilen der Korona wurden vier photographische Aufnahmen erhalten mit 82 Sekunden Expositionsdauer. Dieselben zeigen eine Ausdehnung der Korona bis auf ungefähr drei Sonnendurchmesser. Unter den hierbei benutzten Instrumenten befanden sich ein paar 3-zollige Linsen von 11 Fuss Brennweite, sowie eine 6-zollige von $7^1/_2$ Fuss und eine $4^1/_2$-zollige von $3^1/_2$ Fuss Brennweite. Die beiden 3-zolligen Linsen haben auf den photographischen Bildern die meisten Sterne abgebildet, solche 7. Grösse und selbst noch schwächere. Die Princeton-Expedition beobachtete ebenfalls zu Wades-

boro N. C. Es wurden vortreffliche Photographien der Korona erhalten, worunter eine von 20 Sekunden Exposition die Ausdehnung der Korona bis $2^1/_2$ Sonnendurchmesser zeigt, ungefähr $^2/_3$ so weit, als das Auge sie unmittelbar erkennen konnte. Das Spektrum des letzten Sonnenblickes vor der Totalität wurde von Prof. Miller mit einem spaltlosen Spektroskop, aus zwei 60^0 Prismen bestehend, beobachtet. Er sah keineswegs eine grosse Zahl heller Linien, wohl aber war der Übergang des gewöhnlichen Sonnenspektrums mit dunklen in ein solches mit hellen Linien scharf markiert, und diesen Moment betrachtete der Beobachter als Beginn der Totalität. Zur Zeit der Mitte der Totalität wurden (in dem spaltlosen Spektroskop) elf helle, farbige Ringe wahrgenommen, doch alle nur teilweise 40 bis 50^0 höchstens umfassend. Sie entsprechen wahrscheinlich sämtlich chromosphärischen Strahlen, mit Ausnahme des grünen Ringes.

Beobachtungen des Spektrums der Korona schlugen fehl, weder Prof. Young, noch Russell vermochten die Koronalinie zu sehen, ebensowenig erhielt sie Prof. Reed auf der photographischen Platte. Die Linie war also zweifellos sehr viel schwächer als 1869, 1870 und 1878, wo sie Prof. Young ohne alle Schwierigkeit sah. Prof. Young beobachtete mit einem Diffraktionsspektroskop und benutzte das sehr helle Spektrum zweiter Ordnung. Mit diesem Instrumente sieht er zu Princeton bei bewölktem Himmel ohne Schwierigkeit die dunkle Linie 1474 im Spektrum der Atmosphäre, während der Totalität aber konnte er davon nichts sehen, sondern höchstens nur ein schwaches kontinuierliches Spektrum bei weitest geöffnetem Spalte.

Die fliegenden Schattenbänder wurden von mehrern Beobachtern gesehen. Sie zeigten sich zuerst etwa $1^1/_2$ Minute vor der Totalität, wie in einer Ebene liegend, die den Rand des noch nicht verfinsterten Teiles der Sonnenscheibe tangierte, jedes etwa 2 Zoll breit, aber wallend und unregelmässig, durch Zwischenräume von 5—7 Zoll voneinander getrennt. Die Geschwindigkeit ihrer Bewegung schien 5 oder 6 engl. Meilen in der Stunde zu betragen und war von SW nach NO gerichtet. Als die Totalität nahe war, verminderte sich der Zwischenraum zwischen den Schattenbändern bis auf etwa 1 Zoll, und ihre Geschwindigkeit schien enorm zuzunehmen, bis zu derjenigen eines Expresszuges. Nach der Totalität waren die Bänder unregelmässiger, enger aneinander und nicht mit deutlicher Vorwärtsbewegung, sondern mehr undulierend, sie blieben etwa $1^1/_2$ Minute sichtbar und erloschen allmählich. Es ist bemerkenswert, dass die (scheinbare oder wirkliche) Bewegung, welche der Beobachter vor der Totalität hier sah, genau die entgegengesetzte in der Richtung war von derjenigen, welche die wenig ($^1/_4$ engl. Meile) entfernte Expedition der Smithsonian-Institution feststellte.

Die Expedition der Yerkes-Sternwarte beobachtete ebenfalls in der Nähe von Wadesboro. Die Korona wurde von ihr mit acht verschiedenen Linsen photographiert. Das Hauptinstrument hatte 6 Zoll Objektivöffnung und $61^1/_2$ Fuss Brennweite, es war horizontal

montiert und mit einem Cölostat in Verbindung gesetzt, der das Bild der Sonne in das Objektiv sandte. Die Photographien erreichen eine Grösse von 13 Zoll auf den Grad. Die nämliche Montierung trug auch einen 13-zolligen ebenen Spiegel zu spektroskopischen Beobachtungen, welche Prof. Frost ausführte. Es wurden mit dem grossen Instrumente sieben Platten aufgenommen von $^1/_2$ bis zu 30 Sekunden Expositionsdauer. Die Entwickelung dieser Platten auf der Yerkes-Sternwarte durch Prof. Barnard zeigte später die grosse Überlegenheit der Objektive mit langer Brennweite zur Photographierung der Details der Korona. Die grösste Ausdehnung, welche die Korona auf diesen Photographien zeigt, ist etwa 40′ vom Zentrum des Mondes, resp. der total verfinsterten Sonne. Die gesamte innere Korona wird von ihnen sehr schön mit zahlreichen Details dargestellt, aber um auch die äussern Teile derselben aufzunehmen, hätte die Exponierung der Platte auf eine Minute ausgedehnt werden müssen. Auf drei Platten von (8, 14, 30 Sekunden Expositionsdauer) zeigen sich vier Sterne 4.3—6.5 Grösse. Diese Sterne konnten mit bereits bekannten Fixsternen identifiziert werden, so dass ein intramerkurialer Planet, der 6.5 Grösse hell ist, innerhalb der von den Platten dargestellten Region des Himmels, zur Zeit der Aufnahme nicht existierte. Ein Zusammenhang zwischen den Protuberanzen und den Details der Korona, wie solcher durch die Photographien der Indischen Sonnenfinsternis 1898 wahrscheinlich geworden war, ist nicht zu erkennen. Mit kleinern Objektiven wurden verschiedene Photographien der Korona erhalten, auf keiner derselben erstreckt sie sich weiter als bis zu $^3/_4$ der Distanz des Merkur. Aus diesen hat P. R. Calver ein Gesamtbild zeichnerisch zusammengesetzt. Prof. Barnard bemerkt, dass ein Blick auf die Photographie der Korona genüge, um zu zeigen, dass diese fast ein Duplikat der Korona vom 1. Januar 1889 darstelle. Augenscheinlich ist diese Form charakteristisch für das Aussehen der Korona zur Zeit der Sonnenfleckenminima.

Ungefähr 45 Sekunden vor der Totalität waren im Felde des Spektroskops alle dunklen Sonnenlinien scharf. Die helle Heliumlinie D_3, Protuberanzen anzeigend, erschien etwa 10 Sekunden vor der Totalität, und andere helle Linien tauchten auf in dem Masse, als die Totalität herannahte. Im ganzen wurden etwa 15—20 helle Linien gesehen, d. h. weniger Linienumkehrungen, als man erwartet hatte. Die Platte, welche zur Photographie des Spektrums der Korona exponiert wurde, zeigt Eindrücke von sieben Ringen, denen folgende Wellenlängen korrespondieren: λ 4078 (chromosphärische Linie), $H\delta$, λ 4216 (chromosphärische Linie) λ 4230 (ebenfalls chromosphärische Linie), λ 4311 (vielleicht chromosphärische Linie), $H\gamma$ und λ 4358 (vielleicht chromosphärische Linie).

Die Expedition der Harvard-Universität war ebenfalls vom Wetter begünstigt und hat gute Ergebnisse gezeitigt, doch sind dieselben im einzelnen noch nicht veröffentlicht.

Die Expedition des Georgetown-College hatte Aufstellung in Norfolk Va. genommen. J. G. Hagen berichtet über die dort erhaltenen Resultate kurz, dass das Licht der Korona hell genug war, um die ganze Scheibe des Mondes eine halbe Minute nach Beendigung der Totalität zu zeigen. Ferner, dass die aktinische Strahlung zweier grossen Protuberanzen sehr viel stärker war als die des Planeten Merkur, obgleich letzterer dem Auge heller erschien. Die Luft blieb heller als zur Nachtzeit bei Vollmond.[1])

Zu Elche in Spanien hat J. Comas Sola spektralphotographische Aufnahmen der Chromosphäre erhalten. Auf einer derselben, welche im Beginne der Totalität aufgenommen wurde, sind nicht weniger als 120 helle Linien sichtbar, die stärksten sind die Linien H und K, dann h und F. Auch die Linie D_3 ist sehr intensiv. Im Ultraviolett erscheinen deutlich die Wasserstofflinien, eine Anzahl Titan- und Eisenlinien und die doppelte Linie b des Magnesiums. Die Koronalinie 1474 K ist sehr schwach, aber unzweifelhaft sichtbar. Eine zweite spektroskopische Photographie wurde 23 Sekunden nach Beginn der Totalität erhalten. Die Expositionsdauer war doppelt so lange als bei der ersten Aufnahme (diese dauerte 2 Sekunden). Ungeachtet dessen sind nun alle Linien verschwunden, ausser H und K, die sehr deutlich erscheinen und die Kontur der Chromosphäre mit den Protuberanzen darstellen; daneben sind auch noch einige Wasserstofflinien sichtbar, aber in diesen erkennt man nur die Protuberanzen als kleine helle Punkte. Wenn die Linien H und K allein dem Calcium angehören, so würde dieses in der Chromosphäre die höchste und aktinisch wirksamste Dampfschicht bilden und seine normale Mächtigkeit 16000 *km* überschreiten. Auch zwei Photographien der Korona hat Comas Sola aufgenommen, die eine Menge Detail zeigen. Die grösste Ausdehnung der Koronastrahlen übertrifft dreimal den Sonnenhalbmesser. Deslandres der zu Argamasilla (in Spanien) beobachtete, hat hauptsächlich die untern Teile der Korona und der Chromosphäre, die sogenannte umkehrende Schicht der Sonnenatmosphäre, ins Auge gefasst. Seine Versuche, spektroskopisch die Rotation der Korona festzustellen, sind nicht von Erfolg gewesen, besonders weil die Koronalinien auf der photographischen Platte so gut wie völlig fehlen. Das ultraviolette Spektrum der sogenannten umkehrenden Schicht wurde zwischen den Wellenlängen λ 4000 und 3000 erhalten, ferner das ultraviolette Spektrum des ganzen obern Teiles der Chromosphäre, endlich ein vollständiges Spektrum der Korona, welches zwei neue Strahlungen derselben zeigt. Diese sämtlichen Aufnahmen wurden wegen Schwäche der ultravioletten Strahlung mit langen Exponierungen erhalten; anderseits wurde mittels eines Chronophotographen eine Reihe von Momentaufnahmen gemacht. Direkte photographische Aufnahmen der Korona haben

[1]) Astrophysical Journal 12. No. 1.

gute Bilder geliefert, die eine merkliche Vergrösserung vertragen. Die äquatorialen Strahlen der Korona erstrecken sich auf diesen Photographien bis zu zwei Sonnendurchmessern.

Polariskopische Beobachtungen hat P. Joubin ebenfalls zu Elche mittels eines Fernrohres mit terrestrischem Okular angestellt, in dessen, dem Objektiv und Okular gemeinsamen Brennpunkt, entweder ein Soleil'scher Doppelquarz oder ein Bravais'sches Polariskop gestellt werden konnte. Bei der kurzen Dauer der Totalität sollte nur die Art der Polarisation der tiefern Teile der Korona ermittelt werden, deren Licht allgemein für teilweise in radialer Richtung polarisiert gilt; es schien nicht unmöglich, dass es elliptisch polarisiert sei. Zuerst wurde einige Sekunden lang mit dem Biquarz in der Nähe des Äquators beobachtet und die ältern Wahrnehmungen bestätigt. Sodann wurde schnell das Bravais'sche Polariskop eingesetzt und die gleiche grüne Färbung der beiden Bildhälften, also Fehlen der elliptischen Polarisation am Äquator, konstatiert. Das Gleiche wurde beobachtet an allen Stellen des Randes vom Äquator bis etwa 15 oder 20° vom Nordpole der Sonne; von hier an wurden die beiden Bildhälften verschieden, vom Grün neigte die eine Hälfte zum Gelb, die andere zum Blau, eine Spur elliptischer Polarisation andeutend. Dasselbe zeigte sich einige Grade weiter. Leider hatte diese Beobachtung zuviel Zeit in Anspruch genommen, so dass eine nochmalige Prüfung derselben Randpunkte oder gegenüberliegender unmöglich war. — Zwischen dem ersten und zweiten Kontakte wurde mit einem Fransenpolariskop festgestellt, dass in dem Masse, als die Sonnenscheibe kleiner wurde, der Punkt stärkster Polarisation des südlichen Horizontes sich von Südost nach Süd stärker verschob, als durch die Verschiebung der Sonne erklärt werden konnte. Einige Minuten vor dem zweiten Kontakte sah Joubin sehr scharf in der Luft den Südrand der von Nordwest über das Gebirge kommenden Schattensäule.[1])

Ebenfalls zu Elche beobachtete de la Baume-Pluvinel, der bereits mehrere frühere Sonnenfinsternisse (in Salut, Senegal, Candia) beobachtet hat, und erhielt neun photographische Bilder der Korona, die verschiedenen Expositionszeiten entsprechen und eine gute Vorstellung von der Gestalt der Korona gestatten. Letztere gehörte dem gut charakterisierten Typus der Korona des Minimums der Sonnenthätigkeit an. Die Photographien sind fast identisch mit den 1889 auf der Insel Salut erhaltenen; dieselbe gekrümmte Form der Äquatorialstreifen und dieselben Büschel an den Polen. Merkur ist auf allen Clichés sichtbar. Die am kürzesten exponierten Platten haben die besten Bilder gegeben. Ein Prismenspektroskop war längs des Sonnenäquators eingestellt und gab bis 12′ vom Sonnenrande ein kontinuierliches Spektrum der Korona; Fraunhofer'sche Linien können in ihm nicht erkannt werden, hingegen werden 35

[1]) Compt. rend. 1900. 130. p. 1597.

helle Linien gezählt, die nur an der einen Seite des Äquators sichtbar sind, auf der andern muss die Sonnenthätigkeit schwächer gewesen sein; am stärksten sind die Linien H, K und die Wasserstofflinien. Ein am Ende der Finsternis aufgenommenes Bild, kurz nach dem Erscheinen der Sonne, ist dadurch interessant, dass es die Chromosphärenbogen in unmittelbarer Berührung mit dem Sonnenrande zeigt. Die Koronalinie sollte mit einem grossen Spektroskop näher untersucht werden, aber sie gab kein Bild.

In Algier beobachtete Trépied mit mehrern zugereisten Astronomen. Die Dauer der totalen Verfinsterung war 3 Sekunden kürzer, als die Rechnung ergeben hatte. Vor der ersten Berührung des Mondrandes mit dem Sonnenrande konnte man von der Mondscheibe nichts erkennen. Von der Korona wurden sechs Photographien erhalten. Eine derselben, 10 Sekunden vor der Totalität aufgenommen, giebt sehr gelungene Bilder der Chromosphäre, der Protuberanzen und der Korona. Die Okularbeobachtung der Korona liess sehr scharf die Polarstrahlen erkennen, welche lebhaft an die Korona von 1889 und 1898 erinnern; sie schien sich im westlichen Teile bis zur Hälfte des Merkurabstandes zu erstrecken. Etwa 10 Sekunden vor Beginn der Totalität wurde eine Photographie der hellen Chromosphärenlinien in der Gegend von G bis h erhalten; die Zahl der hellen Linien ist bedeutend. Die blanke Thermometerkugel gab während der Finsternis eine Gesamtabnahme der Temperatur von 14.1°, das Minimum stellte sich 6 Minuten nach der Mitte der Finsternis ein; die geschwärzte Kugel zeigte Unregelmässigkeiten, die erst untersucht werden sollen; im Schatten sank das Thermometer nur um 1.5° während der ganzen Dauer der Finsternis, ohne ein ausgesprochenes Minimum zu zeigen.

Vom Pariser Längenbureau und der Pariser Sternwarte war eine Expedition nach Spanien entsandt worden unter Führung von G. Bigourdan.[1]) Sie nahm Aufstellung in dem Orte Hellin ($0^h\ 16^m\ 6^s$ westlich von Paris, 38° 30′ 27″ nördl. Breite). Während der Totalität, die daselbst nach den Beobachtungen 73.8^s betrug, war die Dunkelheit nicht sehr gross, so dass man den Sekundenzeiger der Uhr ablesen konnte. Mehrere Personen sahen mit blossen Augen Merkur, Venus und drei Sterne. Es wurden drei Photographien der Korona erhalten, die auch den Planeten Merkur zeigen, aber keine sonstigen Sterne.

Das Zodiakallicht.

Das Zodiakallicht ist Gegenstand einer sorgfältigen Untersuchung von Prof. W. Wolf an der neuen, hochgelegenen Sternwarte auf dem Königstuhl bei Heidelberg gewesen.[2]) Während

[1]) Bulletin Astronomique 17. Octobre 1900. p. 369.

[2]) Sitzungsber. der mathem.-physikal. Klasse der kgl. bayer. Akad. der Wissenschaft 1900. 30. p. 197.

Wolf auf seinem frühern Observatorium in der Stadt Heidelberg das Zodiakallicht eigentlich niemals mit Sicherheit sehen konnte, erscheint es von der Höhe des neuen Observatoriums auf dem Königstuhl fast stets recht hell und konnte oft in so grosser Intensität gesehen werden, dass es heller als die Milchstrasse erschien. Seit dem Bestehen des neuen Observatoriums hat Prof. Wolf deshalb häufig Aufzeichnungen des Zodiakallichtes sowohl abends als morgens vorgenommen.

Diese Aufzeichnungen litten indessen sehr unter der Unschärfe und Langsamkeit der Intensitätszunahme des Lichtes von den Rändern gegen innen, so dass es, wie jeder, der das Zodiakallicht beobachtet hat, aus Erfahrung weiss, sehr schwer ist, die Lage der Axe des Lichtkegels auch nur ganz roh zu bestimmen. Dazu kommt noch, bemerkt Prof. Wolf, dass man sich leicht durch die Sterne der Umgebung irreleiten lässt. Abgesehen von ihrem störenden Eindrucke auf das Auge ist man immer versucht, so sehr man sich auch dagegen bemüht, bei dem Anschlusse der Konturen des Lichtes an die Sterne diejenigen zu bevorzugen, die man in der betreffenden Gegend besser kennt.

Prof. Wolf hatte deshalb den Wunsch, das Zodiakallicht zu photographieren und aus dem Bilde die Axenlage zu bestimmen. Verschiedene Versuche lehrten ihn, dass dieser Weg nicht viel mehr geben wird, als der optische. »Die dazu nötigen lichtstarken Objektive zeichnen nämlich stets bei dem grossen hierfür in Betracht kommenden Felde die Mittelpartien der Platte viel heller als die Randpartien, so dass man überhaupt nicht sicher weiss, ob man das Zodiakallicht photographiert hat, und wenn, so wird das Bild dadurch so entstellt, dass es schwer zu entscheiden ist, ob die grösste Intensität der Wirkung der Linse oder jener des Zodiakallichtes zuzuschreiben ist.«

Prof. Wolf hat deshalb diesen Weg nicht weiter verfolgt, sondern auf andere Weise der Erscheinung näher zu treten versucht.

Im Beginne des Jahres 1899 liess er von C. Zeiss ein Objektiv aus Quarz bauen, bei dem nur der allerzentralste Teil des Bildes in der optischen Axe brauchbar, in welchem also jede Strahlenvereinigung ausserhalb der Axe vernachlässigt wurde. Dagegen wurde möglichst grosse Lichtstärke (Flächenhelligkeit) erstrebt. In der That gelang es, einen Quarzkondensor aus drei Linsen zusammenzusetzen, der das eminente Öffnungsverhältnis: Durchmesser zur Brennweite = 3 : 2 besitzt. Die Öffnung ist etwa 37 *mm*, die Distanz des Bildes von der vordersten Fläche ist etwa 36 *mm*.

In der optischen Axe des dreilinsigen Quarzsystems, unmittelbar vor der Bildebene ist ein solid mit dem Objektiv verbundenes Diaphragma mit enger Öffnung befestigt. Fast in Berührung mit und unmittelbar hinter dem Diaphragma liegt die photographische Platte. Dieselbe ist so gelagert, dass sie ihrer Länge nach in ihrer Ebene hinter dem Diaphragma vorbeigeschoben werden kann. Durch

diese Verschiebung der Platte kann dann eine Reihe von Bildchen nebeneinander auf der Platte erzeugt werden und, wenn man durch Objektiv und Diaphragma Licht auf die Platte fallen lässt, so ist jedes so entstehende Bildchen genau in derselben Axe aufgenommen.

Auf diese Weise konnte Prof. Wolf erreichen, dass immer ein genau bestimmbarer Punkt des Himmels auf der Platte abgebildet und dabei doch jede Abblendung, also jeder Lichtverlust der Linse vermieden wird.

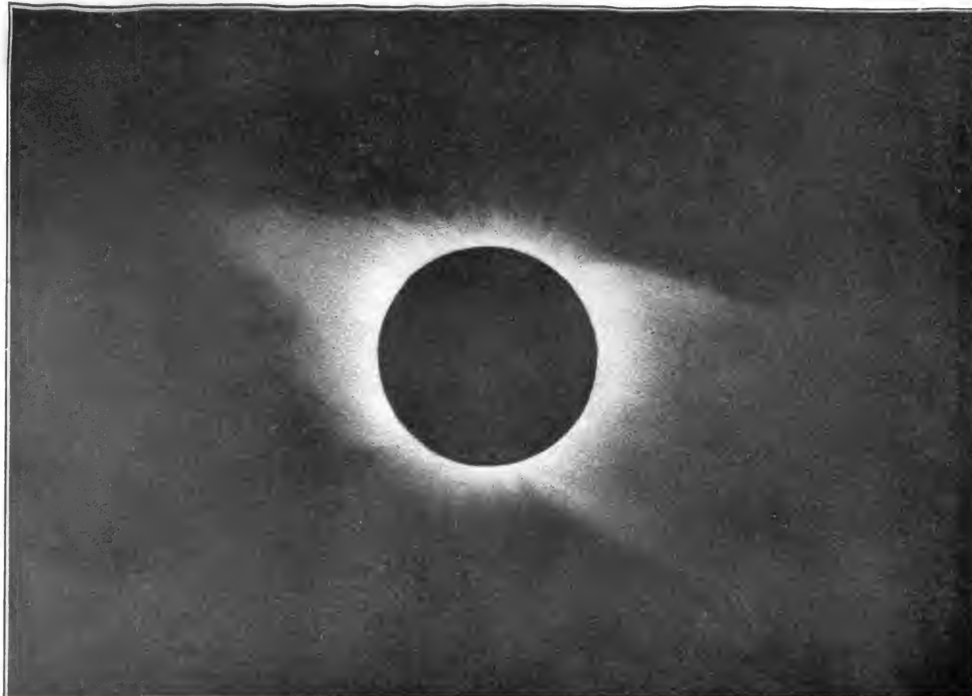
»Dieses System wurde auf der Horizontalaxe eines Theodoliten so montiert, dass das Objektiv — der Quarz-Zeiss — fest verbunden mit der Horizontalaxe und mit seiner optischen Axe parallel mit der optischen Axe des Fernrohres des Theodoliten steht. Dadurch wurde erreicht, dass der Quarz-Zeiss auf einen beliebigen Punkt des Himmels gerichtet werden und dann durch sein Diaphragma von eben diesem beliebigen Punkte ein Bildchen auf der Platte erzeugt werden kann.

Die Platte sitzt in der hinter dem Objektiv befindlichen Kassette und wird mit dieser durch eine lange Schraube hinter dem Objektiv und seinem Diaphragma vorübergeschoben.

Nach diesen Vorausschickungen über die Anordnung des Apparates ist leicht ersichtlich, was erstrebt wurde. »Es wird das Bild einer kleinen Stelle des Zodiakallichtes auf der Platte mit dem Quarz-Zeiss aufgenommen. Dann wird die Platte mit der langen Schraube ein Stück weiter geschoben, der Apparat nach einer andern Stelle des Zodiakallichtes gerichtet und abermals eine Aufnahme gemacht. An den Kreisen des Theodoliten wird die jeweilige Einstellung abgelesen und dadurch bekannt, welcher Punkt am Himmel photographiert ist. Fährt man so fort, so erhält man eine Serie von Ausschnitten aus dem Zodiakallichte — von bekannter Lage — schön nebeneinander auf der Platte abgebildet. Sind die Aufnahmezeiten genau gleichlang, so sind die Intensitäten der Bilder vergleichbar, und man kann z. B. das intensivste Bild heraussuchen. Also jener Punkt des Zodiakallichtes, der am hellsten, oder diejenigen, welche unter sich gleich hell geleuchtet haben, lassen sich so bestimmen.

»Um die Belichtungsdauer für alle Bilder gleich zu machen, wurde vor dem Objektiv ein guter Momentverschluss (System Linhof) befestigt. Es wurde auf den Pendelschlag einer Uhr der Verschluss geöffnet und ebenso auf einen andern Sekundenschlag wieder geschlossen. Bei der ausgezeichneten Beschaffenheit des Verschlusses kommen Unterschiede von einer Zehntelsekunde kaum vor, eine Genauigkeit, die für die Methode völlig genügt.«

Der Theodolit wurde bei den Versuchen anfangs stets horizontal aufgestellt, so dass also Höhe und Azimut abgelesen wurde. Das bedingte jedesmal eine Umrechnung in Rektaszension und Deklination, weshalb Prof. Wolf später den Theodoliten parallaktisch aufstellte.



Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

Die Sonnen-Korona am 28. Mai 1900.

Jahrbuch XI, 1900.
Tafel I.

Auf die beschriebene Art lässt sich an einem Abende bequem eine Anzahl verschiedener Schnitte durch das Zodiakallicht ziehen. Durch die Verbindung der hellsten Stellen in den verschiedenen Querschnitten kann man dann die Axe grösster Helligkeit in dem kegelförmigen Lichtscheine festlegen.

Anderseits kann man die Punkte gleicher Intensität aufsuchen und durch mehrere Schnitte die Linien gleicher Helligkeit im Zodiakallichte bestimmen.

»Das abnorm schlechte Wetter dieses Winters«, fährt Prof. Wolf fort, »verhinderte mich leider, viel mit dem Apparate, den ich das »Schnittphotometer« nennen möchte, zu arbeiten; nur wenige Versuche konnten gemacht werden, und von diesen will ich im Folgenden berichten.

Wie vorausberechnet, war das Schnittphotometer völlig lichtstark genug. So erhielt ich Anfang Februar 1900 schon mit 6 Sekunden Belichtung einen deutlichen Eindruck vom Zodiakallichte.

Um aber so kräftige Eindrücke zu erzielen, dass ihre Intensitäten leicht verglichen werden konnten, musste länger exponiert werden.

Bei den im Folgenden besprochenen Aufnahmen wurde stets 40 Sekunden belichtet. Als das Zodiakallicht im März schwächer wurde, genügten aber 60 Sekunden kaum mehr, um brauchbare Schwärzungen zu geben.

Was die Sicherheit des Auffindens der grössten Schwärzung einer Serie betrifft, so ist dieselbe so gross, dass nie ein Zweifel vorkam. Ich bat Herrn Schwassmann, unabhängig von mir die dunkelsten Bildchen herauszusuchen, und er fand bei den unten besprochenen Querschnitten genau die gleichen heraus, wie ich selbst. Sterne, die in den Bildfleck hineinkamen, störten nicht; denn ihre Spuren waren zu kurz und fein. Wir waren beide sehr überrascht über die nicht erwartete Sicherheit in der Bestimmung des hellsten Bildpunktes.«

Prof. Wolf hat nun sechs geeignete Querschnitte genauer untersucht und gefunden, dass die hellste Stelle des Lichtes keineswegs, wie erwartet, auf der Ekliptik, sondern nördlich davon lag. Der Abstand der Linie grösster Intensität von der Ekliptik beträgt etwa 6^{0} in der betrachteten Gegend (im Sternbilde der Fische).

»Dass diese Erscheinung«, sagt Prof. Wolf, »nicht durch die Absorption der Erdatmosphäre bedingt sein kann, folgt aus der steilen Lage des Zodiakallichtes und der Betrachtung der fast parallel zum Horizonte durchgelegten Schnitte.

So viel ist also sicher, die Hauptmasse der Zodiakallichtmaterie hat in diesem Februar (1900) von uns aus gesehen nicht in der Ekliptik, sondern darüber gelegen, und zwar in einem beträchtlichen Abstande davon.«

»Nehmen wir einmal an«, fährt Prof. Wolf fort, »dass sich die Hauptmasse der Zodiakalmaterie um die Ebene des Sonnenäquators lagert. Da der Sonnenäquator seinen aufsteigenden Knoten

in ca. 74° Länge liegen hat, so stehen wir zur Zeit des 6. Dezember in der Ebene des Sonnenäquators, während zur Zeit des 6. März die nördliche Hälfte des Sonnenäquators uns zugekehrt ist.

Wir müssen also zur Zeit des 6. Dezember das Zodiakallicht längs eines grössten Kreises sehen, der um die Neigung des Sonnenäquators, also um ca. 7° gegen die Ekliptik aufsteigend erscheint. Die Teile des Zodiakallichtes, die wir wegen des Horizontes sehen können, sind dann relativ weit von uns entfernt, also schwach. Wir müssen daher das Zodiakallicht um diese Zeit relativ kurz sehen, und die Linie grösster Intensität des Zodiakallichtes muss unter einem Winkel von ca. 7° gegen die Ekliptik aufsteigend[1]) geneigt sein.

Ganz anders zur Zeit des 6. März. Wir sehen dann von Süden auf die Fläche der Zodiakallichtlinse, und die gleichbeleuchteten Teilchen stehen für uns dann viel günstiger. Es wird zwar wieder nach Sonnenuntergang durch den Horizont viel verdeckt, aber es sind uns viel näherliegende, also hellere Teilchen sichtbar, als am 6. Dezember. Die Linie grösster Intensität muss dann mehr parallel mit der Ekliptik verlaufen, und der uns am besten sichtbare Teil muss wegen der Lage des Horizontes zur Zeit der Beobachtung in absteigendem Sinne gegen die Ekliptik geneigt sein.

So müssen sich die Erscheinungen wohl darbieten, wenn die Zodiakalscheibe um den Sonnenäquator gelagert ist.

Betrachten wir nun die erlangten Resultate. Die Maximalintensität in einem Schnitte ist sehr sicher zu finden. Kleine Fehler können nur daher kommen, dass die Intervalle zu gross genommen werden, und solche stecken auch noch sicher in diesen ersten Versuchen . . .

Alle gefundenen Intensitätsmaxima liegen nun in der That nördlich von der Ekliptik. Jedenfalls fällt also die Zodiakallinse nicht in die Ekliptik. Die Lage der Linie grösster Intensität ist durch drei Schnitte vom 21. Februar recht sicher bestimmt, und es zeigt sich auf den ersten Blick, dass sie, wie von der Theorie verlangt, in absteigendem Sinne gegen die Ekliptik geneigt ist. Dasselbe gilt von den zwei Schnitten vom 27. Februar. Der 1. März giebt keinen Anhalt und ist überhaupt unsicher«.

Es dürfte also gezeigt sein, dass die Zodiakallinse jedenfalls nicht in der Ekliptik zu suchen ist. Es dürfte ferner bereits durch die wenigen Versuche sehr wahrscheinlich gemacht sein, dass der Zodiakalring sich um die Ebene des Sonnenäquators lagert.

»Es kommt jetzt darauf an, die Lagen der Linie der maximalen Intensität zu andern Jahreszeiten festzustellen. Es erscheint nach einigen Andeutungen nicht unmöglich, dass auch zeitweise mehrere Intensitätsmaxima vorhanden sind. Schliesslich wären aus der Lage und Ausdehnung der Schicht grösster Intensität und ihrem Verlaufe, sowie der Verteilung der Intensitäten auf dem Kegel Schlüsse über

---

[1]) Öffnung des Winkels nach Osten.

die geometrische Form der Erscheinung zu ziehen. Diesen und ähnlichen Untersuchungen steht mit Hilfe des beschriebenen Apparates der Weg offen.

Da das Schnittphotometer so leicht photographische Eindrücke des Zodiakallichtes verschaffte, so lag der Gedanke nahe, dasselbe auch auf den Gegenschein anzuwenden. Leider hatten wir in diesem Frühjahre keine besonders klaren Nächte zur Verfügung, und der Gegenschein war recht schwach. Immerhin konnte ich jüngst an zwei Abenden, am 27. und 28. April, mehrere Schnitte durch den Gegenschein ziehen.

Sie lassen auf den ersten Blick die Intensitätszunahme in der Gegend des Gegenscheines erkennen und zeigen unzweideutig, dass dieses mehr geahnte als gesehene Licht thatsächlich vorhanden ist. Der Himmel war aber zu schlecht und unrein, als dass ich aus den Schnittserien den Punkt maximaler Intensität oder den Mittelpunkt des Gegenscheines hätte festlegen können.

Es mag noch erwähnt werden, dass ein Punkt im hellen Flecke in der Milchstrasse im Scutum Sobiesii bei 75 Sekunden Belichtung photographisch nicht ganz so hell kam, als der Gegenschein bei 150 Sekunden Belichtung.

Diese Untersuchungen sollen bei passender Gelegenheit weiter geführt werden. Vorerst genügt es, gezeigt zu haben, dass der beschriebene Apparat auch dem Gegenscheine näherzutreten gestattet.«

Planeten.

Planetoidenentdeckungen 1899. Nach der Zusammenstellung von Paul Lehmann[1]) sind zu der Reihe der kleinen Planeten, einschliesslich derjenigen, welche zwar im Jahre 1898 entdeckt sind, von denen aber erst inzwischen eine genauere Bahn berechnet wurde, die folgenden als neu hinzugetreten:

(437)	DP	entdeckt	1898	Juli	16	von	Charlois,	Nizza
(438)	DU	»	»	Nov.	8	»	»	»
(439)	Ohio	»	»	Okt.	13	»	Coddington,	Mt. Hamilton
(441)	ED	»	»	Dez.	8	»	Charlois,	Nizza
(442)	EE	»	1899	Febr.	15	»	Wolf und Schwassmann	Heidelberg
(443)	EF	»	»	Febr.	17	»		
(444)	EL	»	»	März	31	»	Coggia,	Marseille
	EX	»	»	Okt.	2	»	Coddington,	Mount Hamilton
	ER	»	»	Okt.	27	»	Wolf und Schwassmann	Heidelberg
	ES	»	»	Okt.	27	»		
	ET	»	»	Okt.	27	»		
	EU	»	»	Okt.	31	»		
	EV	»	»	Okt.	10	»		
	EY	»	»	Dez.	4	»	Charlois,	Nizza.

»Die in dieser Aufzählung nicht vertretene Nummer (440) hat nachträglich der bereits bekannte Planet (EC) erhalten.

[1]) Vierteljahrsschrift der Astron. Gesellschaft 35. p. 65.

Die Hauptelemente, welche für die Bahnen der neuen Planeten berechnet wurden, lauten:

	☊	ι	φ	a	Berechner
(437)	263° 41.2′	7° 23.6′	14° 13.1′	2.38	Berberich
(438)	49 39.4	6 25.7	9 22.7	2.16	Coniel
(439)	202 26.9	19 13.5	4 19.3	3.14	Coddington
(441)	254 10.6	8 2.6	5 4.2	2.81	Coniel
(442)	134 41.1	6 3.5	4 8.8	2.35	Thraen
(443)	176 3.7	3 57.3	6 22.7	2.27	Thraen
(444)	196 10.3	10 35.7	10 31.7	2.76	Lubrano u. Maitre
(EX)	293 10.8	21 25.0	11 50.5	3.19	Coddington
(ER)	42 35.6	10 36.5	6 41.4	2.79	Möller
(ES)	72 18.6	4 49.6	2 36.6	2.99	Kreutz
(ET)	38 43.4	12 41.8	9 54.0	3.14	Berberich
(EU)	85 38.5	3 6.8	9 59.5	2.55	Möller
(EV)	15 29.7	10 23.1	5 21.9	3.02	Paetsch
(EY)	89 46.7	15 22.3	5 13.3	3.10	Knopf

Es zeichnen sich hiernach aus:

1. durch zeitweise grosse Annäherung an die Erde

(437) mit $\varDelta = 0.80$ zur Oppositionszeit August 15
(438) » $\varDelta = 0.83$ » » Januar 29;

2. durch zeitweise grosse Annäherung an Jupiter

(EX) mit $\varDelta_0 = 1.86$
(ET) » $\varDelta_0 = 1.96$,

wo $\varDelta_0$ die kleinste Entfernung vom Jupiter, welche der Planet in seinem Aphel erreichen kann, bedeutet;

3. durch grosse Deklinationen, welche sie in ihrer Opposition erreichen können, die Planeten

(EX) mit $\delta = +46.8°$ (Mitte November)
-43.9 (Mitte Mai)
(ET) » $\delta = +38.7$ (Anfang Januar)
-40.8 (Anfang Juli).

Ähnlichkeiten der Bahnelemente zeigen sich bei folgenden Planeten:

	☊	ι	φ	a
(438)	☊ = 49.7°	ι = 6.4°	φ = 9.4°	a = 2.86
(384)	48.2	5.6	8.4	2.65
(118)	47.6	7.8	9.4	2.44
(442)	☊ = 134.7	ι = 6.1	φ = 4.1	a = 2.35
(159)	135.1	6.1	5.6	3.12
(103)	136.3	5.4	4.5	2.70
(ER)	☊ = 42.6	ι = 10.6	φ = 6.7	a = 3.19
(152)	41.3	12.2	4.2	3.14
(EV)	☊ = 15.5	ι = 10.4	φ = 5.4	a = 3.02
(255)	14.2	9.5	4.7	2.75
(EY)	☊ = 89.8	ι = 15.4	φ = 5.2	a = 3.10
(199)	89.7	15.4	10.3	3.17

Von den im letzten Berichte angeführten neuen Planeten, sowie von den drei ältern (421), (422) und (423), deren zweite Erscheinung noch bevorstand, ist bisher nur der Planet (421) wiedergefunden; von den Planeten (434) und (440) wird die zweite Erscheinung noch erwartet, während (433) Eros, wie sich nachträglich ergeben hat, bereits in den beiden Erscheinungen von 1893 und 1896 photo-

graphisch beobachtet wurde. Von ältern Planeten, die erst in einer Erscheinung beobachtet waren, wurden (307), (340), (404), (407), (412), (415), (423) und (424) wiedergefunden, so dass die Zahl der bisher nur in einer Erscheinung beobachteten Planeten, mit Einschluss der neu entdeckten, sich auf 78 beläuft.

Über die Verteilung und die Grössen der Planetoiden verbreitete sich A. Berberich.[1]) Er hebt hervor, dass sich zu Studien über diese Verteilung vor allem die mittlern Entfernungen und die diesen entsprechenden Umlaufszeiten eignen, weil sie nahezu unveränderlich sind.

»Betrachtet man,« sagt er, »die Umlaufszeiten der 450 bekannten Planetoiden näher, so findet man kein gleichförmiges Wachsen vom innersten bis zum äussersten, oder von der kleinsten bis zur grössten Periode. Man bemerkt vielmehr kleinere oder grössere Lücken in dieser Reihe, während an andern Stellen die Planeten sich zusammendrängen und Bahnen von nahezu gleichen Umlaufszeiten durchlaufen. Namentlich fehlen jene Werte der Umlaufszeiten, welche zu der Umlaufszeit des Jupiter in einem durch kleine Zahlen ausdrückbaren Verhältnisse ($^1/_2$, $^1/_3$, $^2/_3$) stehen. Wo die Planeten sich dichter folgen, können kleine Lücken sich scheinbar bilden, durch eine einzige Neuentdeckung aber ausgefüllt werden. Besonders zahlreich sind die Planetoiden mit Umlaufszeiten von 4.0 — 4.75 Jahren. Unter 397 Planeten haben 150 jene Umlaufszeiten, 95 haben kleinere bis 3.2 und 147 grössere bis zu 8.8 Jahren. Dass die Zahl der äussersten Planetoiden einstweilen nur gering ist, mag daran liegen, dass wir in jenen Fernen nur Körper von beträchtlichem Umfange zu sehen vermögen. Die Anzahl der in einer gewissen Zone vorkommenden Umlaufszeiten ist also teilweise von den Grössen der Planetoiden abhängig.

Man kann im allgemeinen nur die scheinbaren Grössen dieser Gestirne wahrnehmen. Bloss von wenigen Planetoiden sind die Durchmesser direkt gemessen worden. Die Durchmesserwerte lassen sich aus den scheinbaren Grössen leicht berechnen; man muss nur eine Hypothese über den Grad der Reflexionsfähigkeit der Oberflächen dieser Gestirne machen. Wenn auch damit ein unsicheres Element in die Rechnung eingeführt wird, so hat dies hier keinen Nachteil, da es sich eben nur um relative Grössen handelt. Allerdings wäre es möglich, dass die innern Planetoiden das Sonnenlicht in anderem Verhältnisse reflektieren als die äussern, wie auch z. B. die innern Saturnmonde eine grössere Albedo zu besitzen scheinen als die äussern. Indessen sollen im folgenden nur die Beziehungen zwischen den Grössen und Umlaufszeiten engerer Gruppen der Planetoiden untersucht werden, in denen man wohl eine durchschnittlich übereinstimmende physikalische Beschaffenheit anzunehmen berechtigt sein dürfte.

Wären die Planetoiden durchschnittlich überall gleich gross und gleich zahlreich, dann müssten besonders viele von kurzen Umlaufszeiten entdeckt worden sein, weil diese uns bei gleichem Durchmesser bedeutend heller erscheinen würden als die weiter und sehr weit entfernten Glieder der ganzen Gruppe. In Wirklichkeit liegen die Verhältnisse anders. Die Tabelle in den »Wunder des Himmels« zeigt, dass die durchschnittlichen Durchmesser allmählich mit den Umlaufszeiten wachsen. Im einzelnen bemerkt man natürlich viele Unregelmässigkeiten. Überall findet man kleine und grössere Planeten durch- und nebeneinander vermischt. Da drängt sich von selbst die Frage auf, wie sich wohl die durch die Lücken in den Umlaufszeiten getrennten Teilgruppen verhalten mögen. Die Aufstellung

[1]) Naturwissenschaftl. Rundschau 1900. No. 36. p. 453.

solcher Teilgruppen lässt einige Willkür zu. Hier sind deren 22 gebildet, indem immer dort eine Trennung gemacht wurde, wo im Verhältnisse zur Aufeinanderfolge der Umlaufszeiten benachbarter Planeten ein grösserer Sprung sich zeigt. Folgende Tabelle giebt für jede Einzelgruppe die Umlaufszeiten, den durchschnittlichen Durchmesser d, die Anzahl der dazu gehörenden Planetoiden n, ferner den mittlern Durchmesser d_1 nach Abzug der in der Teilgruppe vorkommenden unverhältnismässig grossen Glieder und die Zahl r der noch übrig bleibenden Planeten.

Gruppe	Umlaufszeit	d	n	d_1	r
a	3.207—3.270 Jahre	52 *km*	10	15 *km*	8
b	3.305—3.356 »	31 »	5	31 »	5
c	3.387—3.414 »	78 »	4	47 »	3
d	3.451—3.478 »	81 »	8	63 »	7
e	3.528—3.577 »	56 »	8	43 »	7
f	3.596—3.640 »	109 »	13	67 »	9
g	3.655—3.687 »	117 »	12	90 »	10
h	3.703—3.775 »	104 »	15	75 »	12
i	3.790—3.844 »	98 »	14	89 »	12
k	3.857—3.863 »	74 »	2	74 »	2
l	3.883—3.895 »	77 »	4	55 »	3
m	4.017—4.021 »	85 »	2	52 »	1
n	4.048 »	39 »	1	39 »	1
o	4 071—4.083 »	107 »	5	45 »	3
p	4.106—4.200 »	106 »	17	83 »	14
q	4 219—4.237 »	94 »	8	81 »	6
r	4.257—4.440 »	106 »	43	89 »	38
s	4.460—4.717 »	112 »	79	93 »	74
t	4.807—4.997 »	103 »	31	74 »	25
u	5.069—5.384 »	98 »	31	93 »	29
v	5.432—5.773 »	115 »	68	103 »	62
w	6.200—6.520 »	132 »	10	112 »	8

Die Umlaufszeiten, welche zu der des Jupiter in einfachem Zahlenverhältnisse p stehen, sind:

Umlaufszeit	p	Umlaufszeit	p
3.39 Jahre	2 : 7	4.74 Jahre	2 : 5
3.56 »	3 : 10	5.08 »	3 : 7
3.95 »	1 : 3	5.93 »	1 : 2
4.45 »	3 : 8		

Diese Umlaufszeiten und ihnen benachbarte Werte kommen in obiger Tabelle nur selten oder gar nicht vor; ganz auffällig erscheinen die Lücken bei 3.95 (3.90 — 4.01), 4.74 (4.72 — 4.80) und namentlich bei 5.93 (5.77 bis 6.20) Jahren Umlaufszeit.

Von den unverhältnismässig grossen Planetoiden in den einzelnen Teilgruppen (Gr.) giebt folgende Zusammenstellung auf S. 23 die Durchmesser (*km*) und die Umlaufszeiten (Jahre).

Bei der Mehrzahl der Einzelgruppen, nämlich den hier durch einen * hervorgehobenen, besitzt der Planet mit dem grössten Durchmesser auch die grösste Umlaufszeit oder doch eine nur wenig davon verschiedene. Direkte Ausnahmen von dieser Regel bilden die Gruppen r und s, letztere die planetenreichste und die beiden grössten Glieder Ceres und Pallas einschliessend. Bei den Gruppen p und v könnten in Zukunft vielleicht noch grössere Planeten bei ihren äussern Grenzen entdeckt werden. Auch der drittgrösste Planetoid Vesta steht etwas von der äussern Grenze seiner Gruppe f ab, wo sich jedoch noch zwei andere ziemlich grosse Körper finden, so dass auch diese Gruppe sich noch einigermassen der genannten Regel fügt. Diese gilt also anscheinend für die uns nähern Regionen der Planetoidenzone und könnte durch Neuentdeckungen sich auch noch für

die fernern als richtig erweisen, ausgenommen für die reichsten Gruppen r, s und etwa auch v.

Gr.	*km*	Jahre	Gr.	*km*	Jahre	Gr.	*km*	Jahre
*a	179	3.266	*o	156	4.071	*t	187	4.807
	108	3.270		247	4.083		196	4.850
*c	171	3.414	p	171	4.131		179	4.935
*d	171	3.478		187	4.136		247	4.968
e	149	3.566		196	4.168		259	4.989
f	149	3.596	*q	136	4.235		271	4.997
	386	3.629		130	4.237	*u	179	5.145
	136	3.638	r	156	4.263		187	5.384
	142	3.639		341	4.298	v	236	5.444
*g	284	3,686		326	4.366		205	5.486
	225	3.687		196	4.404		225	5.494
*h	187	3.725		171	4.440		341	5.557
	205	3.736	s	215	4.550		205	5.286
	284	3.775		804	4.605		215	5.594
*i	156	3.816		259	4.607	*w	215	6.363
	205	3.844		486	4.618		205	6.520
l	142	3.886		205	4.676			
m	118	4.017						

Die merkwürdige Stellung der grössten Planetoiden in den Teilgruppen erscheint noch auffälliger, wenn man die Volumina vergleicht. Greifen wir als Beispiel die Gruppe f heraus, in welcher das grösste Glied Vesta nicht genau an der äussern Grenze steht, wenn auch nicht allzu weit entfernt. Die Rauminhalte der einzelnen Glieder, bezogen auf den Durchschnitt der kleinern (mit 67 *km* Durchmesser) und die entsprechenden Umlaufszeiten sind:

V	U	V	U	V	U
11.0	3.596	1.2	3.622	1.0	3.632
0.1	3.602	0.1	3.622	0.5	3.632
2.7	3.610	191.0	3.629	8.3	3.638
1.2	3.612	1.2	3.632	9.5	3.639
5.6	3.620				

In der folgenden Gruppe g mit durchschnittlich recht grossen Planetoiden haben die zwei grössten und zugleich äussersten das 31- und 15fache Volum im Vergleiche mit dem Durchschnittsplaneten von 90 *km* Durchmesser. Die zwei grössten Glieder an der Grenze der ersten Gruppe übertreffen die übrigen an Raumgehalt sogar um das 1700- und 370fache, sind also gegen diese wahre Riesenkörper.

Die hier gefundene Regel in der Anordnung der Planetoiden nach ihrer Grösse in der Mehrzahl der Einzelgruppen dürfte in der Art der Entstehung dieser Klasse von Himmelskörpern begründet sein. Auf Vermutungen, welches diese Gründe sein mögen, soll hier nicht näher eingegangen werden, zumal da die offenbaren Ausnahmen von der Regel eine einheitliche Ursache auszuschliessen scheinen.

Jedenfalls ist es notwendig, bei Untersuchungen über die Verteilung der Planetoiden auch deren Grössen zu berücksichtigen. Man könnte sonst zu irrigen Folgerungen über die Verteilung der Masse innerhalb der Asteroidenzone gelangen. Im allgemeinen sind grosse Körper dort zahlreicher, wo die Planeten überhaupt dichter gedrängt sind; die grössten Glieder gehören den planetenreichsten Teilgruppen an.

Die Durchmesser der Planetoiden Ceres und Vesta sind von E. E. Barnard am 40-Zoller der Yerkes-Sternwarte gemessen worden.[1]) Er findet im Mittel aus fünf Messungsreihen zwischen

[1]) Monthly Notices Royal Astron. Soc 60. 4. January 1900. p. 261.

1897 November 22 und 1898 Januar 2, für Ceres in der Entfernung 2.7673 einen mittlern scheinbaren Durchmesser von 0.352″, für Vesta aus drei Beobachtungsabenden im September und Oktober 1899 einen scheinbaren Durchmesser von 0.175″. Werden diese Messungen mit den frühern gelegentlich der Opposition von 1894 und 1895 kombiniert, so ergeben sich (für die Distanz 2.7673) folgende scheinbare Durchmesser: Ceres 0.383″, Vesta 0 192″.

Der Durchmesser des Planeten Venus. Im Jahre 1889 hat Prof. B. Peter am Leipziger Heliometer eine Messungsreihe des Venusdurchmessers begonnen, bei welcher die Ermittelung und Berücksichtigung der Irradiation möglichst scharf erfolgen sollte. Sein Bericht über diese Messungen findet sich in No. 3631 der Astron. Nachr. Die Messungen konnten wegen äusserer Umstände nicht so lange, als wünschenswert war, fortgesetzt werden, doch hat Prof. Peter in seiner Untersuchung auch einige Messungen in den Jahren 1887, 1892 und 1897 berücksichtigen können. Als Endresultat findet er für den scheinbaren Durchmesser der Venus in der Entfernung 1 : 17.36″ ± 0.043″.

Mit diesem Ergebnisse vergleicht Prof. Peter die Resultate, welche Kaiser und Hartwig erhielten, sowie die Ergebnisse einer Messungsreihe von Ambronn 1892.[1]) Letztere ist nach Prof. Peter die einwandfreieste Beobachtungsreihe von allen; sie ergiebt als scheinbaren Durchmesser der Venus in der Entfernung 1 : 17.71″ ± 0.047″, also bei weitem den grössten von allen. Es fragt sich, wie diese Abweichungen der verschiedenen Messungsreihen voneinander zu erklären sind. Bei der Ausgleichungsrechnung ist neben der Verbesserung des Durchmessers noch eine weitere unbekannte Grösse F bestimmt worden, die für alle Messungen eines und desselben Beobachters als konstant angenommen wurde. Prof. Peter zeigt nun, dass es nicht angeht, diese Grösse über den ganzen Zeitraum der Beobachtungen als unveränderlich anzunehmen, mindestens dann nicht, wenn die Beobachtungen in zeitlich getrennte Abschnitte zerfallen. Allein selbst dann bleiben noch zwischen den extremen Werten der Messungsreihen Differenzen von 0.25″ übrig. »Dieser Unterschied«, sagt Prof. Peter, »der gerade die beiden neuesten und mit den modernsten Hilfsmitteln erlangten Resultate betrifft, beträgt ca. das Fünffache des mittlern Fehlers, mit welchem jedes der Einzelresultate bestimmt ist. Für seine Erklärung bieten sich zwei Möglichkeiten: die Annahme von reellen Schwankungen im Venusdurchmesser oder das Vorhandensein von systematischen Messungsfehlern in den Beobachtungen. Wenn die erste Ursache auch nicht mit absoluter Sicherheit zurückgewiesen werden kann, da Venus eine Atmosphäre besitzt, und diese allerdings kleine Schwankungen im scheinbaren Durchmesser verursachen könnte, so hat sie doch wenig Wahrscheinlich-

[1]) Astron. Nachr. No. 3204.

keit für sich in anbetracht des Umstandes, dass nicht einmal bei der Sonne bisher Variationen des Durchmessers mit Sicherheit nachgewiesen werden konnten. Es muss daher angenommen werden, dass in den nach der Ausgleichung übrig bleibenden Fehlern noch systematische Reste vorhanden sind. Dass diese von der Phase abhängig sind, ist wohl unzweifelhaft, ebenso aber auch, dass diese Abhängigkeit bei den einzelnen Beobachtern eine sehr verschiedene sein kann. Zur Untersuchung dieser Frage habe ich die einzelnen Reihen ausgeglichen, indem ich sie in mehrere Gruppen zerlegte und für jede Gruppe ein besonderes F angenommen habe. Dieses Vorgehen kann jedoch kein greifbares Resultat liefern, da die Reihen hierzu alle ein viel zu dürftiges Material bieten, und die unvermeidliche Willkür bei der Abgrenzung dem Einflusse zufälliger Fehler innerhalb der einzelnen wenig umfangreichen Gruppen einen sehr weiten Spielraum gestattet. Die Mitteilung der einzelnen Resultate der verschiedenen Ausgleichungen unterdrücke ich und bemerke nur, dass bei einem solchen Verfahren der Wert für den Durchmesser fast durchweg abnimmt.«

Das Ergebnis der Untersuchungen von Prof. Peter führt also auch nicht zu einem definitiven Resultate für die Grösse des Venusdurchmessers. Er bemerkt zum Schlusse: »Der einzige Weg, um zu zuverlässigen Resultaten zu gelangen, ist die Anstellung neuer, möglichst zahlreiche Messungen enthaltender Beobachtungsreihen, und zwar in Verbindung mit laufenden Beobachtungen am Modelle. Für das Leipziger Heliometer ist die Ausführung einer solchen Beobachtungsreihe ins Auge gefasst. Die Beobachtungen am Modelle müssen einen doppelten Zweck verfolgen; sie sollen Aufschluss geben über die Konstanz des persönlichen Messungsfehlers bei gleicher Phase und über die Abhängigkeit desselben von der Phase. Hierbei wird sich vielleicht auch ergeben, ob es für manchen Beobachter nicht zweckentsprechender ist, bei der Ausgleichung die Beobachtungen bei schmalster Sichel ganz fortzulassen und sich nur auf Beobachtung bis zu einer gewissen Breite der Sichel herab zu beschränken. Der mittlere Fehler des Endresultates wird dadurch zwar erhöht werden, dafür ist aber auch die Sicherung vor systematischen Messungsfehlern eine wesentlich erheblichere.

Nach dem Vorstehenden dürfte man berechtigt sein, das Zehntel der Bogensekunde in dem bisher allgemein angenommenen Werte des Venusdurchmessers 17.66″ als unsicher und diesen Wert als wahrscheinlich zu gross zu bezeichnen.«

Spektrographische Untersuchungen über die Rotationsgeschwindigkeit der Venus hat A. Belopolsky angestellt.[1]) Schon vor ihm wurden Versuche nach dieser Richtung von Prof. Keeler auf der Lick-Sternwarte gemacht, doch ohne Erfolg. Die

[1]) Astron. Nachr. **152.** p. 263.

Aufnahmen Belopolsky's am Refraktor zu Pulkowa geschahen anfangs mit einem, dann mit zwei Prismen. Im Mittel ergaben sich Werte von 0.6—0.9 *km* für eine Rotation in der Richtung von West nach Ost.

Über die Rotationsdauer der Venus macht gelegentlich der Veröffentlichung der Belopolsky'schen Versuche Prof. Adolf Müller in Rom einige Bemerkungen.[1]) Gestützt auf mehrjährige Beobachtungen am 10-Zoller der Sternwarte auf dem Janiculum und nach sorgfältiger Erwägung aller sonstigen Untersuchungen entscheidet er sich für eine kurze Rotationsdauer der Venus.

Schiaparelli's Beobachtungen des Mars während der Opposition von 1888. Professor Schiaparelli hat die sechste Abhandlung über seine Marsbeobachtungen veröffentlicht [2]) Ungleich andern Beobachtern, die jede einzelne Wahrnehmung sofort mit Reklame der Welt verkündigen, um möglichst von sich reden zu machen, hat sich Prof. Schiaparelli reichlich Zeit genommen, um seine Beobachtungen und Messungen eingehend zu prüfen und alle diejenigen Ergebnisse aus ihnen abzuleiten, zu welchen eine kritische Untersuchung derselben führt. Es ergiebt sich dabei wiederum mit voller Evidenz, dass die blosse Wahrnehmung von feinen Details, Kanälen und Doppelkanälen auf dem Mars, die einzelne Beobachter an kleinen Instrumenten vorgeblich gemacht haben wollen, gar keinen Wert hat, denn gerade sehr wichtige und grossartige Vorgänge auf der Marsoberfläche werden jetzt erst durch die Beobachtungen Schiaparelli's offenbar, während niemand sonst sie erkannt hat, weil eben der Mailänder Astronom bis dahin nichts darüber hatte verlauten lassen.

Die Beobachtungen Schiaparelli's geschahen 1888 an dem zwei Jahre vorher aufgestellten 18-zolligen Refraktor von 7 *m* Brennweite Die angewandten Vergrösserungen waren 216-, 350-, 513- und (selten) 674-fach. Die Beobachtungen umfassen den Zeitraum vom 2. April bis 29. Juli, während dessen der scheinbare Durchmesser des Mars von 15.5″ — 8.3″ abnahm. Die Opposition des Planeten fand statt am 11. April, und was die Jahreszeiten auf demselben anbelangt, so fand am 16. Februar für die nördliche Hemisphäre das Sommersolstitium, für die südliche das Wintersolstitium statt, am 15. August für die nördliche Hemisphäre die Herbstnachtgleiche, für die südliche die Frühlingsnachtgleiche. Die Neigung der Marsaxe ist + 22°, und daher wurden die nördlichen Polarregionen unter sehr günstigen Umständen sichtbar. Eine der wichtigsten Erscheinungen dieser Opposition war das Auftreten von Verdoppelungen der Kanäle, das 1886 fast völlig gefehlt hatte. Im ganzen sah

---

[1]) Astron. Nachr. No. 3046.

[2]) Osservazioni astronomiche e fisiche sulla Topographia e Costitutione del Planeta Marte, durante l'opposizione del 1888. Reale Actademia dei Lincei. Anno CCXVI Roma 1899.

Schiaparelli dieses Mal 28 Verdoppelungen, davon 2 vollkommen deutlich, 14 gut definiert, 9 schlecht und 3 nur unvollkommen. Dieses Wiedererscheinen der Verdoppelung von Kanälen fand gegen Mitte Mai statt, also ungefähr drei Monate nach dem Sommeranfange der nördlichen Marshemisphäre. Die Verdoppelung scheint vier oder fünf Monate hindurch angedauert zu haben. Prof. Schiaparelli hebt hervor, dass die Details auf der Marsscheibe anfangs nebelig und schlecht begrenzt erscheinen, aber stufenweise deutlicher werden, in dem Masse, als die Jahreszeit fortschreitet, die Linien und Flecken erscheinen bestimmter, und endlich tritt die Epoche der deutlichen Verdoppelung der Kanäle, der kleinen Flecken (Seen) und des sonstigen kleinsten Details ein.

Unter den Veränderungen, welche längst bekanntes Detail des Mars während der Opposition von 1888 zeigte, ist diejenige, die sich bei dem sogenannten Kanale Euphrat und dessen Fortsetzung gegen den Nordpol hin zeigte, die merkwürdigste und ganz unerklärbar. Dieser dunkle Strich zeigte sich 1886 als eine nahezu gerade Linie, die den Marsäquator in etwa 337° schnitt und 80° nördl. Br. in etwa 315° Länge traf, d. h. links von dem kleinen runden Polarflecken. Dieser dunkle Streifen (Euphrates) trifft unter 40° nördl. Br. auf einen rundlichen dunklen Fleck (Lacus Ismenius), in welchem mehrere andere Kanäle kreuzen, weiterhin in etwa 65° nördl. Br. auf einen zweiten Fleck (Lacus Arethusa), wo wiederum zwei Kanäle kreuzen, und endigt in 80° nördl. Br., indem er sich mit einem grössern dunklen Streifen vereinigt. So war der Anblick im Jahre 1886. Bei der Opposition von 1888 war zunächst der ganze Streifen vom Äquator bis zu 80° nördl. Br. verdoppelt, aber beide Streifen blieben nicht wie gewöhnlich überall einander parallel, sondern ihr Abstand nahm vom Pole gegen den Äquator des Mars hin zu. Auch Lacus Ismenius und Lacus Arethusa waren jetzt doppelt. Man sieht diese langen Doppelkanäle sehr schön auf Tafel VI des Sirius[1]) in den vier Abbildungen, welche dort die Zeichnungen Prof. Schiaparelli's für Mai 27, 30, Juni 2 und Juni 4 wiedergeben. Der grosse Doppelkanal ist in Fig. 1 mit bbb bezeichnet und hiernach auch auf den drei andern Zeichnungen leicht zu identifizieren. Man erkennt deutlich, dass er unten rechts von dem elliptischen Nordpolarflecke, in einer kleinen, dunklen Fläche endigt. Im Jahre 1886 endigte der Kanal dagegen links von dem nördlichen Polarflecke, so dass sein nördlicher Teil seitdem eine Drehung von mindestens 60° um den Pol als Mittelpunkt gemacht haben muss. Bei diesem Vorgange aber muss mindestens die nördliche Hälfte des ganzen Kanalsystems mit beteiligt gewesen sein, denn auch der Lacus Arethusa und Lacus Ismenius sind etwas gegen rechts gerückt im Vergleiche zu ihrer Lage 1886. Dass diese Lageveränderung der nördl. Hälfte dieses Kanalsystems wirklich stattgefunden hat, und zwar während

[1]) Jahrgang 1900.

der Zeit vom April 1886 bis Juni 1888, ist unzweifelhaft, wenngleich es unmöglich bleibt, ohne Zuhilfenahme sehr komplizierter und also sehr willkürlicher Hypothesen die Thatsache zu erklären. Die Schneekalotte um den Nordpol des Mars zeigte sich vom 7. bis 15. Mai und vom 4. bis 13. Juni durch eine dunkle Linie in zwei Teile getrennt, am 9. Mai und 4. Juni war sogar eine Trennung derselben in drei Teile erkennbar. Die Winkelausdehnung dieser Kalotte nahm vom 2. Mai bis 6. Juni zu, dann verminderte sie sich. Am 14. Juli war das grösste Stück dieser Eiskalotte völlig verschwunden, bildete sich aber unmittelbar darauf von neuem.

Beobachtungen des Jupiter hat 1899 W. F. Denning angestellt und darüber berichtet.[1]) Es wurden von ihm 668 Durchgänge verschiedener Flecke durch den Meridian, welcher die Jupiterscheibe halbiert, beobachtet, und zwar 27 weisse und dunkle Äquatorialflecke am Nordrande des grossen Äquatorialstreifens durchschnittlich je elfmal während 255 Jupiterrotationen beobachtet; 16 weisse und dunkle Flecke an der nördlichen Seite des nördlichen Äquatorialgürtels durchschnittlich je siebenmal während 153 Rotationen; ferner wurden Zeichnungen der Südhemisphäre in verschiedenen Breiten, solche auf der Nordhalbkugel, sowie der bereits sehr blasse, rote Fleck nebst der ihm entsprechenden Ausbuchtung des südlichen Äquatorialstreifens beobachtet. Die Rotationsperioden der verschiedenen Zeichnungen betrugen im Mittel:

27 Äquatorialflecken		9 h	50 m	24.6 s
16 tropische Flecken	12 — 15° N.	9	55	28.8
3 Flecke in . . .	25 — 30° S.	9	55	18.6
2 » » . . .	40 — 50° S.	9	55	9.2
1 » » . . .	25 — 30° N.	9	55	29.8
1 » » . . .	25 — 30° N.	9	55	53.5
Roter Fleck, Ausbuchtung . .		9	55	41.9

Die einzelnen Flecken ergeben nicht unerhebliche Verschiedenheiten; so war z. B. unter den Äquatorialflecken das Maximum der Rotationsperiode $= 9^{h}\,50^{m}\,35^{s}$ und das Minimum $= 9^{h}\,50^{m}\,18^{s}$; ebenso zeigten unter den nördlichen tropischen Flecken einige eine Periode von $9^{h}\,55^{m}\,32.5^{s}$, während andere die bedeutend schnellere Rotation von $9^{h}\,55^{m}\,16.4^{s}$ gaben.

Die Streifen und Flecke des Jupiter sind seit einer langen Reihe von Jahren ein Hauptobjekt der Beobachtungen, welche Prof. G. W. Hough, Direktor des Dearborn-Observatoriums (der Nord-Western Universität zu Evanston in den V. St.) am dortigen $18^1/_2$-zolligen Refraktor anstellt. Diese Beobachtungen sind um so wichtiger, als Jupiter seit Jahren auch von anderer Seite, mit wesentlich schwächern optischen Hilfsmitteln beobachtet wird, und manche dieser Beobachter sehr subtile Resultate aus ihren Wahrnehmungen

[1]) Monthly Notices Royal Astron. Soc. 1899. 59. p. 571.

abgeleitet haben. Unter solchen Umständen sind die Ergebnisse, zu denen ein so erfahrener Astronom wie Prof. Hough an einem der besten Instrumente der Welt gelangte, von grösster Bedeutung. Seine Beobachtungen geschahen meist an 400facher Vergrösserung, und er betont, dass selbst an seinem grossen Refraktor (dessen Bildschärfe durch die Doppelsternentdeckungen Burnham's genügend bekannt ist) das feinere Detail bei Vergrösserung von 190fach wohl nicht mehr gesehen werden kann. Zur Bestimmung der Rotationsdauer des Jupiter wurden die Flecke auf der Scheibe des Planeten mikrometrisch vermessen und bei der Rechnung völlig streng verfahren, indem der Einfluss der Aberration, der Phase u. s. w. berücksichtigt wurde. Es muss dies um so mehr hervorgehoben werden, als man bei andern Beobachtern regelmässig auf Berechnungen der Rotationsdauer des Jupiter bis auf Bruchteile der Sekunde trifft, deren ganze Unterlage ungenügend ist, weil die erwähnten Korrektionen nicht berücksichtigt wurden. Was zunächst den grossen roten Fleck auf Jupiter anbelangt, so blieb er während des grössern Teiles der Beobachtungszeit (1896 — 1899) schwach und unbestimmt. Dagegen konnte nahe der Opposition Jupiters der Umriss des Fleckes deutlich erkannt werden, und der Fleck schien von etwas grünlicher Färbung. Ohne die Einbuchtung im Äquatorialstreifen, welche den Ort des Fleckes anzeigt, würde letzterer für die meisten Teleskope längst unwahrnehmbar geworden sein. Die Rotationsperiode des roten Fleckes nimmt noch immer langsam zu. Prof. Hough giebt folgende Werte dafür:

1896	Rotationsdauer:	$9^h\ 55^m$ 41.42
1897	»	41.32
1898	»	41.62
1899	»	41.76

Der rote Fleck verändert auch seine Breite. Seine mittlere Position für den Zeitraum von 1879 — 1899 ist 18.9° jovizentrischer Breite, und zwar schwankt die Mitte des Fleckes um diese Position innerhalb eines Betrages von etwa 4000 engl. Meilen. Wegen der Schwäche des Objektes konnten in den letzten vier Jahren nur wenige Messungen seiner Länge ausgeführt werden; im Durchschnitte ergiebt sich für 1897 — 1898 aus Messungen an sechs Abenden die scheinbare Länge des Fleckes 11.46″, was nur unwesentlich von den frühern Bestimmungen abweicht, so dass also der Fleck während der letzten 20 Jahre seine Längenausdehnung nicht verändert hat.

Über seine Messungen von dunklen und weissen Flecken und der Lage und Ausdehnung des Äquatorialstreifens giebt Prof. Hough ausführliche Zahlenangaben. Hier können wir uns auf die Schlussfolgerungen beschränken, zu denen er auf Grund seiner sämtlichen bisherigen Untersuchungen über die physische Konstitution des Jupiter gelangt:[1])

---

[1]) Monthly Notices 1900. May. 60. No. 8.

1. Die Dichte des Jupiter an seiner Oberfläche ist wahrscheinlich unter der Hälfte der Dichte des Wassers. Die während der letzten 25 Jahre angestellten Experimente über Verflüssigung der Gase und der Luft gestatten uns die Vorstellung eines plastischen Mediums von der wahrscheinlichen Dichte dieses Planeten.

Unter dieser Annahme befinden sich die von uns auf dem Jupiter beobachteten Okjekte in verschiedenen Niveaus jenes Mediums, und damit wird leichter begreiflich, wie Flecke unter den gleichen Breitengraden auf dem Jupiter eine ungleiche Rotationsdauer zeigen können.

2. Der grosse rote Fleck, 27 000 engl. Meilen lang, 8000 breit und wahrscheinlich ebenso tief als breit, zeigt Eigenbewegungen in Länge und Breite. Er ist das stabilste Objekt, welches man auf der Jupiterscheibe wahrnehmen kann. Seine leichtere oder schwierigere Sichtbarkeit mag von seinem geringern oder tiefern Untertauchen unter die Oberfläche des Jupiter abhängen, und die Grösse seiner Eigenbewegung ebenfalls hiermit im Zusammenhang stehen.

3. Die Rotationsdauer der Oberfläche Jupiters, an welcher Flecke und Streifen beobachtet werden, beträgt $9^h\ 55^m - 56^m$. Die wahre Rotation des Planeten ist dagegen vielleicht langsamer, als die längste bisher abgeleitete Rotationsperiode desselben ergiebt, in welchem Falle alle Objekte in derselben Richtung treiben würden. Meine Beobachtungen während der letzten 20 Jahre beziehen sich auf Objekte zwischen $+ 37^0$ und $- 38^0$ Breite auf der Jupiteroberfläche; sehr wenig Rotationsbestimmungen sind überhaupt je aus Objekten ausserhalb dieser Grenzen abgeleitet worden.

4. Die Rotationsperiode unter jeder Breite Jupiters ist nicht konstant, sondern ändert sich mit der Zeit.

5. Es besteht anscheinend keine direkte Beziehung zwischen der Breite auf dem Jupiter und der Rotationsdauer, obschon dies bisweilen behauptet worden ist.

6. Die Rotationsperioden, die aus Flecken u. s. w. unter gleicher Breite und in der nämlichen Opposition abgeleitet werden, können um 30^s und mehr voneinander abweichen. Daher beruhen die von einigen Beobachtern gezogenen Schlüsse über verschiedene permanente Strömungen an der Oberfläche Jupiters auf ungenügenden Daten.

In der äquatorialen Region Jupiters zwischen $+ 11^0$ und $- 8^0$ Breite wird eine Rotationsdauer von etwa $9^h\ 50^m$ gefunden, und diese kurze Periode mag sogar bis 20^0 jovigraphische Breite sich erstrecken.

8. Perioden von $9^h\ 55^m$ und $9^h\ 50^m$ werden in der gleichen Breite und wahrscheinlich gleichzeitig angetroffen.

9. Es scheint, dass die auf Jupiter beobachteten komplizierten Bewegungen am besten erklärt werden durch die Annahme mehrerer Schichten in verschiedenen Tiefen unter der Oberfläche, in denen die beobachteten Flecke etwa sich befinden.

Die Durchmesser der Planeten Uranus und Neptun. Im Herbste 1899 und während der ersten Hälfte des Jahres 1900 hat T. J. J. See eine Reihe von günstigen Nächten benutzt, um am 26-zolligen Refraktor zu Washington neue, möglichst genaue Messungen der scheinbaren Durchmesser des Neptun und Uranus zu gewinnen.[1]) Bei den Beobachtungen des Neptun vom 6. Oktober 1899 ab war die Luft überaus ruhig, so dass die schwierigsten Doppelsterne gemessen werden konnten, und in verschiedenen Nächten zeigte sich die Scheibe dieses Planeten in ungewöhnlicher Schärfe. In der Nacht des 10. Oktober zeigte sich die Scheibe etwas gesprenkelt, was, wie sich später ergab, durch feine äquatoriale Streifen auf dem Planeten verursacht wird. Die Scheibe zeigte sich klein, scharf geschnitten und völlig ruhig. Der günstige Anblick wurde verursacht durch Dunst in der Atmosphäre, und dieses führte den Beobachter dazu, sich in der Folge gewisser Einschaltgläser zu bedienen, die parallelwandig und mit farbigen Flüssigkeiten gefüllt waren, wodurch nach seiner Erfahrung die Messungen sicherer wurden. Er fand für den scheinbaren Durchmesser des Neptun in mittlerer Entfernung desselben von der Sonne an vier Abenden zwischen 1899 Oktober 24 und 1900 Januar 15 im Durchschnitte 2.008″, so dass also, wenn man die Irradiation der Scheibe nicht gleich Null betrachten will, der scheinbare Durchmesser des Neptun vielleicht noch etwas unter 2″ anzusetzen wäre. Sichere Andeutungen einer Abplattung zeigten die Messungen nicht. Nimmt man die Sonnenparallaxe zu 8.796″ an und die mittlere Distanz des Neptun zu 30.0551 Erdbahnhalbmesser, so folgt aus den obigen Messungen als wahrer Durchmesser des Neptun 43 756 *km* (27 190 Miles). Beträgt die Masse des Planeten 1:19 400 der Sonnenmasse, so ist seine mittlere Dichte 0.417 der mittlern Erddichte oder 2.29 mal grösser als die des Wassers.

Der Planet Uranus wurde von Dr. See von 1900 März 31 bis Juli 16 unter günstigen Luftverhältnissen gemessen. Es fand sich aus 24 Messungen in 21 Nächten als grösster Durchmesser im Mittel 3.320″ und aus 18 Messungen in 15 Nächten, in der senkrecht zu dem vorigen Durchmesser stehenden Richtung der Wert 3.280″. Der Unterschied ist so gering, dass eine Abplattung mit Sicherheit nicht erweisbar wird, und der Mittelwert aus beiden Messungsreihen, nämlich 3.30″ als scheinbarer Durchmesser der Uranusscheibe angesetzt werden kann. Die Scheibe des Uranus wird gegen den Rand hin dunkler, und es ist daher, besonders in kleinern Instrumenten, schwierig, bei den Messungen genau auf den Rand einzustellen. Die Thatsache, dass 1883 Young und Schiaparelli eine ziemlich starke Abplattung des Uranus fanden, während See 1900 die Scheibe völlig kreisrund fand, ist auffallend. Indessen ist zu bemerken, dass gegenwärtig die Bahnen der Uranusmonde fast senkrecht zur Ge-

[1]) Astron. Nachr. No. 3665.

sichtslinie gegen die Erde hin stehen, und da nach allen bisherigen Erfahrungen die Bahnen der Trabanten nur wenig von der Äquatorebene ihres Hauptplaneten abweichen, so kann man schliessen, dass der Rand der Scheibe des Uranus vom Äquator dieses Planeten gebildet wird, und die Axe des letztern der Erde zugewendet ist. Unter diesen Umständen kann man natürlich eine Abplattung des Uranus nicht wahrnehmen, weil die Pole nicht im Rande der Scheibe liegen. Nimmt man den scheinbaren Durchmesser der Uranusscheibe in mittlerer Entfernung dieses Planeten von der Sonne zu 3.30″ an, so folgt daraus ein wahrer Durchmesser von 45 898 *km* (28 531 Miles), und bei Annahme der Masse zu 1:22 800 der Sonnenmasse wird die mittlere Dichte des Uranus 0.3074 der mittlern Erddichte oder 1.69 so gross als die Dichte des Wassers. Die Messungen von Dr. See ergaben also für Uranus und Neptun in Bezug auf deren wahre Durchmesser nur einen Unterschied von etwa 2000 *km*, der durchaus innerhalb der Unsicherheit der Messungen liegt, so dass man beide Planeten als gleich gross betrachten kann. Sicherer scheint dagegen die Ungleichheit der Massen des Uranus und Neptun zu sein, wenigstens ist für den erstern eine Masse grösser als 1:21 000 (der Sonnenmasse) und für letztern eine solche, die kleiner ist als 1:20 000, ausgeschlossen. Sonach scheint es sicher, dass Neptun den Uranus an mittlerer Dichte merklich übertrifft, ein Ergebnis von grossem kosmologischen Interesse.

Der Mond.

Der photographische Mondatlas der Pariser Sternwarte hat durch Ausgabe von Lieferung 4 eine weitere Ausdehnung erfahren.[1]) Diese Lieferung enthält, wie die vorhergehenden, eine Probe im Massstabe des Originalclichés und sechs Kartenblätter in verschiedenen Massstäben vergrössert. Sämtliche Blätter, mit Ausnahme eines einzigen, gehören abnehmenden Phasen des Mondes an, und man sieht nun auch in diesem Atlas die östlichen Randgegenden in einer gewissen Ausdehnung. Die Herausgeber begleiten die Kartenblätter mit erläuternden Bemerkungen über die interessanten Objekte und mit Darlegungen über den wahrscheinlichen Ursprung der letztern. Diese Erläuterungen sind von grossem Werte und dürfen von keinem Selenographen unbeachtet bleiben, den grössten Wert aber haben die grossen Kartenblätter selbst. Obgleich sie bezüglich der dargestellten Details nicht so weit reichen, wie etwa die grosse Mondkarte von J. Schmidt, so bieten sie doch wegen der absoluten Treue der Wiedergabe die wichtigsten Anhaltspunkte zur genauen Darstellung der Mondoberfläche und die Detailforschung muss sich

[1]) Atlas photographique de la Lune, publiée par l'observatoire de Paris. Exécuté par M. Loewy et P. Poiseux, Quatrième Fascicule. Paris 1899.



Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

Jahrbuch XI, 1900.
Tafel II.

Gruppe von Protuberanzen im S. W. Quadranten der Sonne während der totalen Sonnenfinsternis am 28. Mai 1900.

Nach einer Photographie von E. E. Barnard und G. W. Ritchey am 6zölligen Teleskop.

gegenwärtig unbedingt an diese (oder ihnen gleiche) photographische Aufnahmen anlehnen. Wer sich heute noch auf den Standpunkt von Mädler und Schmidt stellt und die Darstellung der Mondoberfläche nach der Lehmann'schen Manier (die in unsern geographischen Karten mit Recht angewandt wird) versucht, beweist nur, dass er von dem dermaligen Zustande der Selenographie keine Ahnung hat.

Bezüglich der Art und Weise, wie die Gebilde der Mondoberfläche entstanden sein mögen, sind die scharfsinnigen Untersuchungen und Studien von W. Prinz[1]) der höchsten Beachtung würdig.

Über die Vergrösserung des Erdschattens bei Mondfinsternissen hat N. Donitch auf der Sternwarte zu Odessa Untersuchungen angestellt,[2]) indem er bei der Mondfinsternis am 3. Juli 1898 eine Reihe photographischer Aufnahmen derselben machte. Die Bearbeitung des aus diesen Beobachtungen gewonnenen Materiales hatte den Zweck, die Vergrösserung des Radius des Erdschattens auf der Mondscheibe zu bestimmen, soweit sie durch die Undurchlässigkeit unserer Atmosphäre für die chemischen Sonnenstrahlen hervorgerufen wird.

»An die Untersuchung dieser Frage konnte erst in der neuesten Zeit gegangen werden, seit die Photographie in ihrer Anwendung auf die Astronomie so bedeutende Fortschritte gemacht hat. Viel früher schon hatten die Astronomen die Möglichkeit, sich mit der Bestimmung der visuellen Vergrösserung des Radius des Erdschattens zu beschäftigen, d. h. der Vergrösserung, welche durch die Undurchlässigkeit unserer Atmosphäre für die optischen Strahlen der Sonne hervorgebracht wird. Der erste Versuch einer solchen Untersuchung ist schon im Anfange des vorigen Jahrhunderts gemacht worden. Im Jahre 1707 fand zuerst Lahire[3]), dass die visuelle Vergrösserung des Radius des Erdschattens auf der Mondscheibe, in Teilen dieses Radius ausgedrückt, gleich $^1/_{41}$ ist. Seit dieser Zeit ist eine ganze Reihe, dasselbe Thema behandelnder Arbeiten veröffentlicht worden, von denen die hervorragendsten von Mayer[4]) ($^1/_{60}$), Beer und Mädler[5]) ($^1/_{50}$, $^1/_{54}$, $^1/_{48\cdot6}$, $^1/_{28\cdot3}$), Schmidt[6]) ($^1/_{50}$, $^1/_{56}$, $^1/_{52}$, $^1/_{45}$, $^1/_{44}$), Oppolzer[7]) ($^1/_{40}$), Brosinsky[8]) ($^1/_{55}$), Hartmann[9]) und Seeliger[10]) verfasst sind.

---

[1]) Bull. de la Société Belge d'Astronomie 4. Année. p. 237. 263. 298. 348.

[2]) Astron. Nachr. No. 3601.

[3]) Lahire, Tabulae astronomicae 2me éd. Parisiis 1707.

[4]) Mayer, Commentarii Societatis scientiarum gottingensis. Gottingae. I. 1752.

[5]) Mädler, Astron. Nachr. 22. 1845. Beer und Mädler, Beiträge zur physischen Kenntnis der himmlischen Körper im Sonnensysteme. Weimar 1841. p. 55.

[6]) Schmidt, Der Mond Leipzig 1856. p. 142.

[7]) Oppolzer, Kanon der Finsternisse.

[8]) Brosinsky, Über die Vergrösserung des Erdschattens bei Mondfinsternissen, 1889.

[9]) Hartmann, Die Vergrösserung des Erdschattens bei Mondfinsternissen. Leipzig 1891. Hartmann, Die Beobachtung der Mondfinsternisse. Leipzig 1896.

[10]) Seeliger, Die scheinbare Vergrösserung des Erdschattens bei Mondfinsternissen, 1896.

Der erste Versuch, eine Mondfinsternis zu photographieren, ist von Hartmann in Leipzig am 3. August 1887 gemacht worden. Dieser Astronom erhielt mit Hilfe eines Astrographen, dessen Fokallänge 70 *cm* betrug, 14 Mondbilder auf ein und derselben Platte. Die Bilder gaben eine deutliche Vorstellung vom Verlaufe der Finsternis; leider erwiesen sie sich infolge ihres kleinen Massstabes als vollständig unbrauchbar für die weitere Bearbeitung. Bald darauf erschien in den »Astronomischen Nachrichten« (2821) ein Aufsatz von Bruns, in welchem der Verf. auf die Wichtigkeit der Beobachtung der Mondfinsternisse auf photographischem Wege hinweist und sich an die Astronomen mit der Aufforderung wendet, photographische Aufnahmen dieser Erscheinungen zu machen. Dieser Aufforderung zufolge machte Wolf in Heidelberg mehrere Aufnahmen der Mondfinsternisse vom 28. Januar 1888 und 16. Januar 1889 und überliess seine Negative sodann zur weitern Bearbeitung Hartmann.

Die Untersuchung der Wolf'schen Aufnahmen bildet eins der interessantesten Kapitel der bereits angeführten Hartmann'schen Abhandlung: »Die Beobachtung der Mondfinsternisse.« Nur flüchtig in diesem Kapitel die gewonnenen numerischen Beträge für die Vergrösserung des Radius des Erdschattens erwähnend, bemüht sich Hartmann, hauptsächlich zu beweisen, dass diese Vergrösserung unvergleichlich genauer auf photographischem Wege bestimmt werden könne, als aus Okularbeobachtungen.

Allein eine solche Schlussfolgerung erscheint nur in dem Falle gerechtfertigt, wenn — wie der Autor selbst bemerkt — bei der photographischen Aufnahme einer Mondfinsternis folgende Bedingungen erfüllt werden:

1. Alle Aufnahmen müssen auf Platten von gleicher Empfindlichkeit gemacht werden.
2. Alle Expositionszeiten müssen untereinander gleich sein.
3. Alle Platten müssen gleich stark entwickelt werden.

Die angeführten Bedingungen sind von Wolf nicht vollkommen streng erfüllt worden, und dies beeinflusst wiederum die Genauigkeit, mit welcher Hartmann die photographische Vergrösserung des Radius des Erdschattens bestimmt hat.

Bei der photographischen Aufnahme der Mondfinsternis am 3. Juli 1898 auf der Odessaer Sternwarte wurden die oben erwähnten drei Bedingungen nach Möglichkeit berücksichtigt. Als photographisches Fernrohr diente ein sechszolliger Astrograph. Das Fokalbild des Mondes wurde vermittelst eines negativen, in der Werkstätte von Steinheil angefertigten Vergrösserungssystems vergrössert, so dass der Durchmesser unseres Trabanten auf den Platten nahezu 81.5 *mm* betrug. Die Zahl aller gemachten Aufnahmen beläuft sich auf 33, doch erwiesen sich als brauchbar für die weitere Bearbeitung nur 25. Die Aufnahmen sind auf nichtorthochromatischen Platten aus der Fabrik Lumière ausgeführt.«

Bei der Ausarbeitung der Methode, auf photographischem Wege die Vergrösserung des Radius des Erdschattens auf der Mondscheibe zu bestimmen, liess Verf. sich leiten durch die theoretischen Betrachtungen, welche in Wichmann's Arbeit [1]) gegeben sind. Dieser Methode liegt die Voraussetzung zum Grunde, dass Mond und Erdschatten sich als zwei flache, runde Scheiben darstellen, welche sich in einer zur Gesichtslinie normalen Ebene übereinander hinbewegen.

Die Ausmessung der Photographien ergab nun, dass die photographische Vergrösserung des Radius des Erdschattens sogar geringer ist, als die kleine visuelle Vergrösserung, welche Mayer annimmt. »Wenn wir«, sagt Verf. »berücksichtigen, dass der Radius des Erdschattens, in Sekunden des geozentrischen Bogens ausgedrückt, für die Mitte der Finsternis gleich 45′ 46.28″ war, folglich seine Vergrösserung nach Mayer = 45.77″, so finden wir, dass die gesuchte photographische Vergrösserung dieses Radius gleich der Differenz 45.77—14.95″, d. h. 30.82″ ist«.

Die aktinische Strahlung des Mondes während der totalen Verfinsterung am 27. Dezember 1898. Um die Mitte dieser Finsternis hat Prof. Hough Photographien zur Ermittelung der Strahlung des verfinsterten Mondes bei einer Exposition von fünf Minuten hergestellt und mit Photographien verglichen, die am nächsten Abende vom Monde mit demselben Fernrohre bei reduzierter Öffnung aufgenommen waren. Hierbei zeigte sich, dass eine Öffnung von 0.16 Zoll und eine Exposition von 10 Sekunden ein ähnliches Negativ geben, wie das während der Finsternis hergestellte. Aus diesen Versuchen folgt, dass die aktinische oder photographische Kraft des verfinsterten Mondes $^1/_{17000}$ von derjenigen des nicht verfinsterten Mondes beträgt; das Licht des verfinsterten Mondes war kein gleichmässiges, und die photographische Kraft mag zwischen $^1/_{17000}$ und $^1/_{80000}$ variiert haben. Da der verfinsterte Mond stets farbig ist, hängt seine photographische Kraft von der Art der benutzten Platten ab und vielleicht auch von der Behandlung derselben vor der Entwickelung. [2])

Kometen.

Die Kometenerscheinungen des Jahres 1899. Prof. H. Kreutz hat eine Zusammenstellung derselben gegeben, [3]) der folgendes entnommen ist.

Wolf'scher Komet 1898 IV. Die Sichtbarkeitsdauer des Kometen ist eine recht lange gewesen; zuletzt ist derselbe von Hussey auf der Lick-Sternwarte 1899 März 10 beobachtet worden.

[1]) Astron. Nachr. 33. p. 309.
[2]) Science 1899. N. S. 10. p. 794.
[3]) Vierteljahrsschrift d. Astron. Gesellschaft 35.

Komet 1898 VII. Die ausgedehnte Beobachtungsreihe von Tebbutt in Windsor hat sich bis 1899 März 3 erstreckt. Nachdem der Komet auch auf der Nordhalbkugel wieder sichtbar geworden war, ist er von Coddington auf der Lick-Sternwarte noch längere Zeit hindurch, bis 1899 September 7, beobachtet worden, so dass die gesamte Sichtbarkeitsdauer 15 Monate betragen hat. Zum vorigen Berichte ist ferner nachzutragen, dass das Spektrum des Kometen 1898 Juni 11 nach Campbell und Wright den gewöhnlichen Typus gezeigt hat; nur war das Bänderspektrum auffallend schwach im Vergleiche zu dem kontinuierlichen.

Komet 1898 VIII. Der Komet hat sehr langsam an Helligkeit abgenommen, so dass er noch bis 1899 Juni 26, an welchem Tage ihn Howe in University Park, Colo., zuletzt beobachtete, verfolgt werden konnte.

Aus drei Beobachtungen 1898 November 23, 1899 Januar 29 und April 4 hat R. Sprague die folgende Parabel abgeleitet:

$$T = 1898 \text{ September } 20.1110 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$
$$\left.\begin{array}{l} \omega = 4^\circ\ 35'\ 31.9'' \\ \Omega = 95\ \ 51\ \ 25.2 \\ i = 22\ \ 30\ \ 27.3 \end{array}\right\} 1899.0$$
$$\log q = 0.358758$$

Komet 1899 I, entdeckt 1899 März 3 von L. Swift in Echo Mountain, Calif., in 4^h AR. und -29° Deklination. Der Komet war soeben dem blossen Auge sichtbar und zeigte ausser dem sternähnlichen Kerne und einem kurzen Schweife auffallenderweise zwei Nebelhüllen, eine helle innere und eine sehr grosse, aber ausserordentlich schwache, äussere. Die letztere ist später nicht wiedergesehen worden, so dass ihre Realität wohl noch einigem Zweifel unterliegen dürfte. Der Komet lief mit langsam zunehmender Helligkeit nach Norden, verschwand aber schon Ende des Monats — letzte Beobachtung Windsor März 31 — in den Sonnenstrahlen. Nach dem Passieren des Perihels wurde derselbe Ende April — erste Beobachtung Lemberg April 26 — auf der Nordhalbkugel wieder sichtbar und gelangte bald in eine für Beobachtungen sehr günstige Stellung am Himmel. Ende Mai erreichte der Komet, zugleich mit der grössten Erdnähe, seine nördlichste Deklination $+57^\circ$, nahm aber bald darauf ziemlich rasch an Helligkeit ab, so dass er schon Mitte Juli für Fernrohre mittlern Ranges ein schwieriges Beobachtungsobjekt wurde. In den Riesenrefraktoren wird wohl der Komet noch bedeutend länger sichtbar gewesen sein: soweit die Beobachtungen schon veröffentlicht sind, hat die letzte Beobachtung am 10. August in Strassburg und University Park, Colo., stattgefunden.

Der Komet hat nach dem Durchgange durch das Perihel entschiedene Entwickelung von Eigenlicht gezeigt. Beim Wiederauftauchen aus den Sonnenstrahlen war er bedeutend heller, 3. Grösse, als man nach der Sichtbarkeit vor dem Perihel hätte erwarten sollen.

Diese Helligkeit hielt aber nicht lange Stand, so dass der Komet Ende Mai bereits wieder unter die 5. Grösse gesunken war. Die schon oben vermerkte weitere Abnahme der Helligkeit wurde am 4. Juni durch die zuerst von Pokrowski und Holetschek bemerkte Zunahme der Helligkeit des Kernes und der ihn umgebenden Koma unterbrochen. Dieselbe erstreckte sich auf zwei Grössenklassen, verlor sich aber schon wieder nach wenigen Tagen.

Bemerkenswert ist ferner die Mitte Mai eingetretene Verdoppelung des Kernes des Kometen. Während am 8. Mai der Kern noch einfach war, konnte schon am 11. desselben Monats Perrine einen zweiten Kern in der Entfernung 12.5″ vom ersten erkennen. Die Helligkeit der beiden Kerne war 8.0^m, resp. 9.5^m. Barnard auf der Yerkes-Sternwarte sah die beiden Kerne zuerst am 20. Mai; nach seinen Messungen war die gegenseitige Entfernung am 23. desselben Monats bis auf 38.2″ gestiegen. Am 26. Mai war, wenigstens im 36-Zoller der Lick-Sternwarte, der zweite Kern wieder verschwunden. In mittlern Fernrohren ist diese Zweiteilung des Kernes nicht sichtbar gewesen; doch ist hier mehrfach gegen Ende Mai von einer fächerförmigen Ausstrahlung des Kernes nach der Sonne zu die Rede.

Über sehr interessante photographische Aufnahmen des Kometen und seines Spektrums vergl. man Publ. of the A. S. of the Pacific. 11. p. 147 und Astrophys. Journal X, p. 174. Hier möge genügen zu bemerken, dass der Schweif auf den Platten eine Länge von 9° erreichte, und dass das Spektrum die gewöhnlichen drei Bänder, aber fast ohne jedes kontinuierliche Spektrum, zeigte. Grosse, im Schweife vor sich gegangene Änderungen sind auch hier bei dem Vergleichen der verschiedenen Platten bemerkbar.

Der Komet beschreibt nach Merfield eine ausgesprochene Hyperbel; die Parabel lässt ganz unzulässige Fehler in den Beobachtungen übrig. Die aus zahlreichen Ortsbestimmungen von März 4 bis Juli 12 abgeleiteten Elemente lauten:

$$T = 1899 \text{ April } 13.0149 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$

$$\left.\begin{aligned} \omega &= 8^\circ\ 41'\ 55.7'' \\ \Omega &= 24\ \ \ 59\ \ \ 18.3 \\ i &= 146\ \ \ 15\ \ \ 27.7 \end{aligned}\right\}\ 1899.0$$

$$\log q = 9.513974$$

$$e = 1.0003945$$

Holmes'scher Komet 1899 II. Der Holmes'sche Komet wurde in seiner zweiten Erscheinung nach der Vorausberechnung von Zwiers am 10. Juni 1899 von Perrine auf der Lick-Sternwarte wieder aufgefunden. Die Korrektion der Perihelzeit betrug nur + 0.43 Tage, ein glänzendes Zeugnis für die mit grosser Sorgfalt durchgeführten Zwiers'schen Rechnungen. Der Komet war bei der Auffindung ein runder Nebel von 30″ Durchmesser mit einer geringen Verdichtung in der Mitte; die Helligkeit überstieg nicht die 16. Grössenklasse. Auch späterhin ist der Komet nicht wesentlich heller geworden — selbst im Maximum erreichte er kaum die 14. Grösse — so dass

seine Sichtbarkeit auf die beiden Riesenfernrohre auf Mount Hamilton und in Williams Bay beschränkt blieb. So viel bis jetzt bekannt, fand am 6. November die letzte Beobachtung auf der Lick-Sternwarte statt.

Die grosse Lichtschwäche des Kometen steht in gar keinem Verhältnisse zu der grossen Helligkeit in der ersten Erscheinung, so dass die schon damals ausgesprochene Vermutung, dass der Komet für gewöhnlich zu den sehr lichtschwachen gehöre und nur 1892 aus unbekannten Gründen hell aufgeleuchtet sei, jetzt als nahezu gewiss angesehen werden muss.

Die folgenden verbesserten Elemente von Zwiers lassen in der ganzen Erscheinung nur noch unbedeutende Fehler übrig.

Oskulation 1899 September 9.0 mittlere Zeit Greenwich.
Epoche 1899 Juni 11.0 mittlere Zeit Berlin

$$\left.\begin{aligned} M &= 6^{\circ}\ 17'\ 44.7'' \\ \omega &= 14\ \ \ 4\ \ 21.0 \\ \Omega &= 331\ \ 43\ \ 32.0 \\ i &= 20\ \ 48\ \ \ 9.9 \\ \varphi &= 24\ \ 17\ \ 21.9 \end{aligned}\right\} 1899.0$$

$$\mu = 516.1883''$$
$$\log a = 0.558132$$
$$T = 1899 \text{ April } 28.0921 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$
$$U = 6.873 \text{ Jahre}$$

Tuttle'scher Komet 1899 III. Der Komet wurde am 5. März 1899 auf photographischem Wege von Wolf in Heidelberg ziemlich weit entfernt von der durch einen Fehler entstellten Rahts'schen Vorausberechnung aufgefunden. Die Helligkeit betrug die 11. bis 12. Grösse; ein sternartiger Kern war zu erkennen. Mitte April erreichte der Komet die 10. Grössenklasse und damit das Maximum seiner Helligkeit; der Durchmesser der Nebelmasse betrug zu dieser Zeit 2'; eine scharfe, kernartige Verdichtung trat auch jetzt deutlich hervor. Gegen Anfang Mai verschwand der Komet in den Sonnenstrahlen; die letzte Beobachtung vor dem Perihel wurde am 1. Mai von Perrine auf der Lick-Sternwarte angestellt. Nach dem Perihel ist der Komet noch eine Zeitlang auf der Südhalbkugel sichtbar gewesen; bis jetzt liegt aber nur von dort eine von Juni 16 bis Juli 10 reichende Beobachtungsreihe auf der Kapsternwarte vor. Der Komet wird hier stets als ein schwaches Objekt im 7-zölligen Äquatorial geschildert.

Die nachfolgenden, auf empirischem Wege verbesserten Elemente von Rahts stellen die Beobachtungen von Anfang März bis auf einige Bogenminuten dar.

Epoche 1899 Mai 4.5 mittlere Zeit Berlin

$$\left.\begin{aligned} M &= 359^{\circ}\ 59'\ 46.7'' \\ \omega &= 206\ \ 39\ \ \ 9.4 \\ \Omega &= 269\ \ 49\ \ 53.6 \\ i &= 54\ \ 29\ \ 16.3 \\ \varphi &= 55\ \ 15\ \ 23.7 \end{aligned}\right\} 1900.0$$

$$\mu = 259.6234''$$
$$\log a = 0.757109$$
$$T = 1899 \text{ Mai } 4.5051 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$
$$U = 13.667 \text{ Jahre}$$

Zweiter Tempel'scher Komet 1899 IV. In der vorjährigen sehr günstigen Erscheinung wurde der Komet am 6. Mai von Perrine auf Mount Hamilton in unmittelbarer Nähe der vortrefflichen Vorausberechnung von Schulhof aufgefunden. Sein Durchmesser betrug nur 10″; die Helligkeit überstieg nicht die 15.—16. Grössenklasse. Die grosse Lichtschwäche, die der Komet trotz des verhältnismässig grossen theoretischen Wertes der Lichtintensität ($J = 1 : r^2 \Delta^2 = 0.49$) zeigte, könnte im Hinblicke darauf, dass derselbe in frühern Erscheinungen bis zu $J = 0.11$ hat verfolgt werden können, befremden; man wird aber, da der Komet zu dieser Zeit sich noch drei Monate vor dem Perihel befand, hierin nur eine Bestätigung der fast allgemeinen Regel zu finden haben, dass die periodischen Kometen vor dem Perihel bei gleichen Werten von $1 : r^2 \Delta^2$ geringere Helligkeit zeigen als nach demselben. In der That haben die spätern Helligkeitsschätzungen in der Nähe des Perihels gezeigt, dass der Komet keineswegs an Lichtintensität gegen früher verloren hat. Zur Zeit der grössten Helligkeit, Ende Juli ($J = 3.70$), war derselbe von der 8.—9. Grösse und im Meridianinstrumente der Capsternwarte leicht beobachtbar. Anfang September war er im $3^1/_2$-zolligen Sucher des 12-Zollers auf der Lick-Sternwarte noch zu erkennen, und selbst am 22. November ($J = 0.11$) konnte er auf der letztern noch als ein Nebelstern 14. Grösse beobachtet werden. Im Maximum der Helligkeit betrug der Durchmesser des Kometen 3′; eine kernähnliche Verdichtung von 15—20″ Durchmesser, die bedeutend heller als die Nebelhülle war, war zu erkennen. Die stark südliche Stellung des Kometen — Anfang September erreichte er die Deklination von -36^0 — und seine Helligkeit haben besonders auf der Südhalbkugel zahlreiche Beobachtungen zur Folge gehabt, doch ist derselbe auch auf einzelnen Sternwarten der Nordhalbkugel, wie z. B. Arcetri und Mount Hamilton, trotz der südlichen Deklination eifrig verfolgt worden. Wie weit die Beobachtungen sich erstreckt haben, ist zur Zeit noch nicht bekannt; auf der Südhalbkugel hat Renton in Cordoba am 11. Oktober die letzte Beobachtung angestellt.

Die folgenden Elemente sind von Schulhof aus den drei Erscheinungen 1873, 1878 und 1894 abgeleitet worden; nur die mittlere Anomalie hat zum bessern Anschlusse an die Mai-Beobachtungen eine Korrektion von $-24''$ erfahren.

Epoche und Oskulation 1899 September 6.0 mittlere Zeit Berlin

$$\left.\begin{aligned} M &= 7^0\ 21'\ 29.9'' \\ \omega &= 185\ \ 36\ \ 20.0 \\ \Omega &= 120\ \ 57\ \ 56.3 \\ i &= 12\ \ 38\ \ 52.6 \\ \varphi &= 32\ \ 49\ \ 38.7 \end{aligned}\right\} 1899.0$$

$$\begin{aligned} \mu &= 671.9166'' \\ \log a &= 0.481\,794 \\ T &= 1899 \text{ Juli } 28.5450 \text{ mittlere Zeit Berlin} \\ U &= 5.281 \text{ Jahre} \end{aligned}$$

Komet 1899 V, entdeckt am 29. September von Giacobini in Nizza in 16^h AR. und -5^0 Deklination. Der Komet war 11. Grösse,

rund, hatte 1′ im Durchmesser und besass eine deutliche Verdichtung 13. Grösse. Im Laufe des Oktober scheint derselbe, obschon die theoretische Helligkeit abnahm, eher heller als schwächer geworden zu sein; erst im November stellte sich starke Lichtschwäche ein, die schwerlich die Sichtbarkeitsdauer weit über diesen Monat hinaus verlängert hat. Die veröffentlichten Ortsbestimmungen schliessen mit Königsberg November 6. Auf der Lick-Sternwarte ist der Komet noch am 23. November als ein Nebel 13. Grösse gesehen worden; ob ein am 8. Dezember in Strassburg beobachtetes Objekt sich auf den Kometen bezieht, muss näherer Untersuchung vorbehalten bleiben.

Die folgenden Elemente sind vom Entdecker selbst aus Beobachtungen vom 30. September bis 24. Oktober abgeleitet worden.

$$T = 1899 \text{ September } 14.4753 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$

$$\left.\begin{aligned} \omega &= 10^{\circ}\ 30'\ 10.4'' \\ \Omega &= 272\ \ 14\ \ 27.2 \\ i &= 76\ \ 59\ \ 31.7 \end{aligned}\right\} 1899.0$$

$$\log q = 0.251\,540$$

Die von Winther aus drei Beobachtungen Oktober 1, 9, 22 gefundenen Elemente stimmen hiermit nahe überein.

Um die Wiederauffindung des periodischen Kometen 1892 V (Barnard) in der zweiten Erscheinung zu ermöglichen, hatte Coniel in B. A. 16. p. 244 für verschiedene Annahmen der Umlaufszeit Ephemeriden veröffentlicht. Die auf Grund derselben im Herbste 1899 von Wolf in Heidelberg auf photographischem Wege angestellten umfangreichen Nachforschungen haben leider zu keinem Resultate geführt.

Die für den Herbst 1899 zu erwartende Wiederkehr des Finlayschen Kometen konnte wegen ungünstiger Stellung desselben zur Sonne nicht beobachtet werden.

Die ursprüngliche Bahn des Kometen 1892 II. Die Frage nach der Herkunft der Kometen ist bekanntlich noch durchaus nicht gelöst, denn die elliptische Bahn eines Kometen beweist keineswegs, dass derselbe stets dem Sonnensysteme angehört habe. Im Gegenteile scheint es notwendig, für dieselben einen verschiedenartigen Ursprung anzunehmen, wenn man mit Gewissheit nachweisen könnte, dass gewisse Kometen sich in hyperbolischen Bahnen bewegten, ehe sie in das Sonnensystem gelangten. Zu diesem Zwecke müsste man für solche Kometen, deren Bahn eine Exzentrizität von nahe 1 ergeben hat, die Störungen möglichst weit rückwärts berechnen. Hierzu sind nur wenige, etwa zehn Kometen geeignet, deren Bahnen in der Nähe des Perihels als ausgesprochen hyperbolisch sich herausgestellt haben. Die erste Untersuchung dieser Art wurde von Thraen ausgeführt bezüglich des Kometen 1886 II. Er fand dessen Bahn merklich hyperbolisch in den der Sonne nähern Regionen; aber die Rückwärtsberechnung der Störungen zeigte, dass die Exzentrizität immer kleiner wurde und vor dem 5. Oktober 1882 wahrscheinlich

unter 1 herabsank, d. h., dass in der frühern Zeit die Bahn des Kometen elliptisch war. Später hat jedoch Strömgreen gezeigt, dass in der Behandlungsweise des Problems durch Thraen ein Fehler steckt, indem die Störungen, welche der Komet seitens der Planeten erleidet, sobald es sich um die frühere Bahn desselben handelt, nicht in Bezug auf die Sonne berechnet werden müssen, sondern in Bezug auf den Schwerpunkt des Sonnensystems, um welchen die Sonne selbst eine kleine Ellipse beschreibt. Diese Rechnung hat Strömgreen für den Kometen 1890 II ausgeführt und gefunden, dass derselbe stets in einer Hyperbel sich bewegte. G. Fayet hat jetzt eine ähnliche Rechnung auch für den Kometen 1892 II ausgeführt.[1]) Steiner hatte früher[2]) aus einer grossen Reihe von Beobachtungen die Bahn dieses Kometen als hyperbolisch erkannt mit einer Exzentrizität = 1.000345, deren Unsicherheit nicht $\pm$ 0.000064 übersteigt, so dass also an dem hyperbolischen Charakter der Bahn in der Nähe des Perihels nicht gezweifelt werden kann. Fayet hat nun für diesen Kometen die Störungen der Exzentrizität durch Jupiter bis 6. Februar 1886 rückwärts berechnet, diejenigen des Saturn sind unbedeutend und die des Uranus und Neptun völlig zu vernachlässigen. Damals betrug die Distanz des Kometen vom Jupiter 16.88 Erdbahnhalbmesser. Eine weitere rückwärtige Fortführung der Rechnung bis 30. Juli 1868 schliesst bei einer Distanz des Kometen vom Jupiter, die 46.38 Erdbahnhalbmesser beträgt. Es fand sich hieraus, dass die frühere Bahn des Kometen 1892 II eine Ellipse war. In diesem Falle ist also die ursprünglich elliptische Bahn durch die störende Einwirkung der Planeten (hier des Jupiter) in der Nähe des Perihels in eine hyperbolische umgewandelt worden. und ebenso ist der umgekehrte Fall möglich, dass Bahnen, die ursprünglich hyperbolisch waren, in der Nähe des Perihels zu elliptischen werden.

Sternschnuppen und Meteoriten.

Der Meteorsteinfall bei Allegan am 10. Juli 1899. Derselbe fand statt um 8 Uhr vormittags. Von einem Augenzeugen, der ein Bruchstück des Aërolithen Henry L. Ward übersandt hatte, wurde auf Befragen angegeben, dass der Stein, von NW kommend, etwa in 40 Fuss Abstand an den Wegearbeitern vorüberzog und in geringer Entfernung in den Sand sich eingrub. Erst hörten sie einen heftigen, kanonenschussähnlichen Knall in der Luft, dem ein etwa fünf Minuten andauerndes Rollen folgte. Beim Aufblicken sahen sie eine schwarze Kugel von Faustgrösse dahinfliegen, an welche sich ein etwa sechs Fuss langer, in eine Spitze auslaufender Streifen an-

[1]) Bulletin Astronomique Mars 1900. 17. p. 104.
[2]) Astron. Nachr. No. 3472.

schloss. Das Geräusch verwandelte sich in ein Zischen und Pfeifen; dann sah man Staub aufwirbeln, und als die Arbeiter den $1^1/_2$ Fuss eingesenkten Stein herausholen wollten, war er so heiss, dass er nicht mit der Hand, sondern mit der Schaufel herausgehoben werden musste; der Sand war etwa zwei Fuss rund um den Stein heiss. Beim Aufschlagen zerfiel etwa ein Drittel in kleine Stücke, die sämtlich eine schwarze Rinde zeigten. Dass der Stein in seiner ganzen Masse heiss gewesen, glaubt der Augenzeuge daraus schliessen zu können, dass das vier Pfund schwere Stück, das er an Ward einschickte, von einer Hand in die andere gebracht werden musste, weil es zum Halten zu heiss gewesen. Das eingesandte Stück beschreibt Ward wie folgt: Es ist hell aschgrau, äusserst brüchig und mit einer Rinde bedeckt, die im Mittel 1 *mm*, stellenweise aber volle 2 *mm* dick ist. Der Stein ist chondritisch, die grössten, aus Enstatitnadeln bestehenden Chondren von 3 *mm* Durchmesser sind spärlich in ihm zerstreut, die Mehrzahl ist kleiner bis sehr klein. Die optische Prüfung ohne polarisiertes Licht zeigte die Anwesenheit von Enstatit, Chrysolith, Feldspat, Troilit und Eisen. Das spezifische Gewicht ohne Rinde betrug 3.558. Adern waren in dem untersuchten Stücke nicht vorhanden. — Die grössere Masse des Steines, deren Gewicht $62^1/_2$ Pfund sein soll, ist in den Besitz des U. S. National Museum in Washington übergegangen.

Grosser Sternschnuppenfall am 3. Januar 1900. Derselbe ist von Prof. Herschel in England beobachtet worden. In den ersten Nächten des Januar pflegen sich Meteore aus dem Sternbilde des Mauerquadranten, zwischen den Sternbildern des Kleinen Bären und der Krone, zu zeigen; doch sind sie bisher wenig beachtet worden. Während der Zeit von 11 bis $4^1/_2$ Uhr fielen die Meteore in einer Zahl von 25 in der Stunde, meist Sternschnuppen erster und zweiter Grösse. Gegen 3 Uhr fiel ein Meteor, das die Helligkeit des Planeten Venus drei- bis viermal überstrahlt haben muss, denn es warf einen so starken Schein auf das Notizbuch des Beobachters, dass dieser zum Aufschauen veranlasst wurde und nunmehr einen langen und breiten, hellglänzenden Lichtsreifen sah, der in der ganzen durchlaufenen Bahn noch etwa 10 Sekunden lang sichtbar blieb. Ein anderes Meteor besass mindestens die gleiche Helligkeit wie Venus und hinterliess einen merklich geschwungenen, gelben Lichtstreifen, der sechs Sekunden lang sichtbar blieb. Etwa drei Minuten nach seinem Verschwinden ereignete sich die merkwürdige Erscheinung, dass zwei Sternschnuppen zweiter Grösse gleichzeitig von dem Sternbilde des Mauerquadranten aus nebeneinander zwischen den Hauptsternen des Grossen Bären hindurchschossen, auf eine Länge von etwa 20° immer nahe nebeneinander bleibend. Gegen $^1/_2$3 Uhr erschien ein Meteor von der Helligkeit von α Lyrae, verschwand nach einem Laufe von etwa 20° und erschien dann fast unmittelbar darauf von neuem; doch ist nicht

ausgeschlossen, dass der letzte Teil der sichtbaren Meteorbahn von einem neuen Meteor gebildet wurde. Prof. Herschel hat in jener Nacht 80 Meteorbahnen auf der Sternkarte eingezeichnet und 15 weitere gezählt. Zu Vierfünftel gehörten diese Meteore zu den Quatrantiden, wie sie benannt werden können; der Strahlungspunkt am Himmelsgewölbe, von dem diese Meteore ausgehen, wird nach diesen Beobachtungen mit Sicherheit bestimmt werden können. Nur wenige der hellsten Meteore hinterliessen einen schwachen, einige Zeit andauernden Lichtstreifen am Himmel, die meisten waren nur weitfliegende, hellgelbe, sterngleiche Lichtpunkte, die nur selten Funken hinter sich herzogen. Das ungewöhnliche Schauspiel, das die Quadrantiden dieses Jahr geboten haben, lässt darauf schliessen, dass diesmal ein Maximum der Erscheinungen eingetreten ist, indem die Erde wahrscheinlich einen besonders dichten Teil des Meteorschwarmes auf ihrer Reise angetroffen hat.

Ein glänzendes Meteor bei Tage ist am 9. Januar 1900 um 2^h 55^m nachmittags im südöstlichen England von vielen Personen gesehen worden, während die Sonne am wolkenlosen Himmel hell leuchtete. In westöstlicher Richtung sich bewegend, flog es schnell durch den südlichen Himmel und endete seine Bahn gerade unter dem Monde, der zur Zeit im Südosten 33° hoch stand. Die Seltenheit einer Feuerkugel am Tage und die ungemeine Helligkeit, die sie besitzen musste, um bei Anwesenheit der Sonne die Aufmerksam keit auf sich zu ziehen, verleiht der Erscheinung ein besonderes Interesse. Die »Nature« vom 18. und 25. Januar bringt kurze Berichte von Augenzeugen; die Angaben sind jedoch wenig übereinstimmend trotz des günstigen Umstandes, dass der Mond am Himmel stand, in dessen Nähe die sichtbare Bahn ihren Anfang genommen zu haben scheint. Der Strahlungspunkt des Meteors lag wahrscheinlich niedrig am SW-Himmel; Genaueres wird erst erschlossen werden können, wenn Berichte aus dem nördlichen Frankreich eintreffen. Vorläufig scheint über die Bahn folgendes angegeben werden zu können: Das Meteor erschien 59 engl. Meilen (94.4 *km*) über einem Punkte, der 16 *km* östlich von Valognes bei Cherbourg liegt; es endete 36.8 *km* über Calais; die Länge der Bahm betrug 280 *km*; Srahlungspunkt α 280° δ — 12°. Die Geschwindigkeit ist zweifelhaft, da die Angaben über die Dauer der Erscheinung zwischen 1 und 4 Sekunden variieren. Die Farbe wird meist als weiss angegeben.[1])

Über die wahrscheinliche Anzahl der teleskopischen Meteore macht Dr. T. J. J. See einige interessante Mitteilungen.[2]) Auf Grund seiner Erfahrungen findet er, dass in dem Gesichtsfelde

[1]) Naturw. Rundschau 1900. No. 10.
[2]) Astron. Nachr. No. 3618.

eines 24zolligen Refraktors, welches einen Durchmesser von 6′ hatte, im Jahresdurchschnitte pro Nacht fünf Meteore auftauchen. Hiernach würden, wie Dr. See berechnet, innerhalb 180 Miles vom Observatorium und weniger als 60° Zenithdistanz in der Atmosphäre etwa eine halbe Million Meteore konsumiert. Da die ganze Erdoberfläche 1200 solcher lokalen Flächen umfasst, so müssten hiernach in jeder Nacht etwa 600 Millionen teleskopischer Meteore in die Erdatmosphäre treten und ebenso viele an jedem Tage. Prof. H. A. Newton's frühere Schätzung dieser Meteore bezifferte sich auf 15 Millionen. Würde jedes dieser Meteore nur zu 1 *g* Gewicht geschätzt, so würde unter der obigen Voraussetzung der Atmosphäre durch sich darin auflösende Meteore jährlich ein Massenzuwachs von rund 500 000 Tons Gewicht zugeführt.

Das häufigere Auftreten von Feuerkugeln zu gewissen Zeiten des Jahres, auf welches T. Köhl hingewiesen,[1]) ist von H. Bornitz durch eine mühevolle Sammlung alles über diese Meteore bekannt gewordenen Materials erwiesen worden. Er findet aus seinen Zusammenstellungen der Nachrichten über Feuerkugeln seit 1400:

Januar 1—2:	65 Feuerkugeln, darunter	6 detonierend und	6 Meteoritenfälle	
März 12—14:	56 Feuerkugeln,	7 detonierend,	6 Meteoritenfälle	
April 12—14:	57 »	6 »	6 »	
Juli 29 — August 2:	145 »	12 »	8 »	
September 26—29:	73 »	9 »	2 »	
Oktober 20—22:	74 »	6 »	4 »	
November 8—10:	89 »	9 »	2 »	
» 15—17:	110 »	2 »	2 »	
Dezember 10—13:	179 »	16 »	2 »	

Über die Struktur der chondritischen Meteorite hat A. F. Renard Untersuchungen angestellt,[2]) von denen A. Klautzsch eine kurze Darstellung giebt.[3]) Die Chondriten bilden den häufigsten Typus unter den Meteorsteinen, d. h. den Meteoriten, in welchen zwar noch gediegenes Eisen vorhanden ist, aber nur in geringen Mengen; sie bestehen aus einer mehr oder minder feinkörnigen, oft einem vulkanischen Tuffe ähnelnden, grauen oder schwarzen Grundmasse, in welcher eigentümliche Kugelbildungen, sowie Körner von Olivin, Bronzit, Nickeleisen etc. liegen.

Zur Erklärung ihrer Struktur und ihres Ursprunges dienen bis heute vornehmlich zwei Ansichten: die einen, z. B. Tschermak, glauben an einen pyroklastischen Ursprung derselben und betrachten die Chondrite als eine Art Agglomeratlava; die andern dagegen, z. B. Kenngott, Wadsworth, von Foullon, betrachten sie als krystalline

---

1) Sirius 1900. p. 61.
2) Bull. de l'Acad. Royale de Belgique (Classe des sciences) 1899. p. 537.
3) Naturw. Rundschau 1900, p. 228.

Gesteine, deren Bestandteile sich in situ gebildet haben. Renard schliesst sich letzterer Anschauung an und kommt auf Grund mikroskopischer wie experimenteller Untersuchungen zu dem Resultate dass die ihnen eigentümliche Struktur klastischer Art, durch starken Druck erzeugt sei, analog den Zertrümmerungserscheinungen in irdischen Gesteinen, die durch tektonische Bewegungen erzeugt werden.

Für die Bildung der einzelnen Bestandteile in situ sprechen folgende Gründe: die Chondren erscheinen niemals als Einschlüsse fremder Gesteine, sondern bestehen aus denselben Mineralien, welche ihre Umgebung bilden; weder in den Einsprenglingen, noch in der Grundmasse erkennt man vulkanische Partikel wie Staub, Asche, Lapilli, glasige Fragmente, Blasen oder mit Glasrinde versehene Krystalle; nirgends beobachtet man eine Schlacken- oder Bimssteinstruktur; die vorkommende Glassubstanz stammt einzig und allein von der Schmelzung der Rinde her, die bei dem Falle der Steine durch unsere Atmosphäre hervorgerufen wird.

Der von Renard als Ursache ihres klastischen Aussehens herangezogene Druck bewirkt ein Zerbrechen der Krystalle unter Beibehaltung der ursprünglichen, gegenseitigen Lagerung (die einzelnen Bruchteile zeigen unter dem Mikroskop in polarisiertem Lichte bei gekreuzten Nicols einheitliche, wenn auch undulöse Auslöschung); die grössern Krystalle zeigen Mörtelstruktur, d. h. um einen noch nicht zerbrochenen Kern eine Zone von Bruchstücken, so dass der Eindruck von Einsprenglingen und Grundmasse hervorgerufen wird.

Und doch besteht ein Gegensatz in den dynamometamorphen Erscheinungen siderischer und terrestrischer Gebilde: diese erscheinen eher fester geworden, jene leicht zerbrechlich und wenig widerstandsfähig. Der Grund liegt darin, dass bei den irdischen Gesteinen ausser der durch den Druck erhöhten Temperatur chemische Änderungen durch molekulare Umlagerungen und das nie fehlende Wasser eine Rolle spielen. Bei den Meteoriten dagegen kommt nur der hydrostatische Druck in Frage. Ein Experiment Renard's bestätigt diese Annahme: mit Hilfe einer Stahlpresse, nach Konstruktion von Stöber zum Studium von Druckerscheinungen bei krystallisierten Körpern, welche einen Druck von 5000 — 6000 Atmosphären erzeugen kann, wurde ein Stück eines feinkörnigen Sandsteines, der vornehmlich aus mehr oder weniger parallel liegenden, unregelmässig begrenzten Quarzkrystallen bestand, eingeschlossen in einer Metallkapsel, während drei Stunden einem Druck von etwa 5000 Atmosphären ausgesetzt. Ausser einer senkrecht zur Druckrichtung verlaufenden groben Schieferung erkennt man danach äusserlich keinerlei Veränderung, aber unter dem Mikroskop untersucht, macht das Gestein einen völlig klastischen Eindruck. Interessant erscheint zum Schlusse dem Verf. die Universalität der mechanischen Metamorphose, die, schon lange bei unsern irdischen Gesteinen bekannt, nun auch sich bei kosmischen Gebilden konstatieren lässt.

Neue Klassifizierung der Meteoriten.[1]) Eine auf die Prinzipien der modernen Petrographie sich stützende Einteilung der Meteoriten giebt E. Weinschenk in einer Arbeit: »Zur Klassifikation der Meteorite« in dem Sitzungsberichte der königl. bayer. Akademie der Wissenschaften der mathematisch-physikalischen Klasse vom 9. Mai 1899.

Während in dem bisher geltenden Systeme, das 1864 von Gustav Rose aufgestellt, seither von Tschermak und Brezina erweitert war, zunächst die Eisenmeteorite von den Steinmeteoriten geschieden wurden, war namentlich die Einteilung der letztern eine rein äusserliche, wie z. B. nach Farbe und Struktur.

Da die Steinmeteorite nun alle der Gruppe der Magnesiasilikatgesteine angehören, und sich so in der Mineralzusammensetzung kein Einteilungsprinzip ergiebt, nimmt Weinschenk die Mikrostruktur derselben zu Hilfe. Er kommt dabei zu dem Resultate, dass sämtliche Chondrite krystallinisch sind, oder es doch mindestens gewesen sind. In letzterem Falle hat entweder durch Druck eine allgemeine Zermalmung, verbunden mit einer Auflockerung des ganzen Gefüges stattgefunden, oder beim Durchfallen unserer Atmosphäre hat durch die entstandene Schmelzung der Rinde eine starke Injektion dieser schwarzen Schlacken in die Spalten und Risse des Gesteines hinein stattgefunden. Ein weiteres Trennungsmerkmal ist das mehr oder minder häufige Vorhandensein der Chondren, jener kugeligen Bildungen, die diesen Meteorsteinen den Namen gegeben haben, sowie die Art der auftretenden Zwischenklemmungsmasse.

Weinschenk kommt so zu folgendem Systeme:

A. Eisenarme Meteorsteine.

I. Anormale.

a) Eukrit: feldspatreich mit ursprünglich ophistischer Struktur
b) Chladeït: } Vorherrschend { rhombischer- } Pyroxen.
c) Augrit: } Vorherrschend { monokliner } Pyroxen.
d) Chassiguit: vorherrschend Olivin mit körniger Struktur.
e) Bustit: feldspatfreies
f) Howardit: feldspathaltiges Gestein mit Olivin und Pyroxen.

II. Normale.

1. Meteorsteine mit gleicher Basis und Krystallskeletten.
2. Meteorsteine mit Plagioklasausfüllung.
3. Mit schwarzer schlackiger Masse injizierte Steine.

B. Eisenreiche Meteorsteine.

1. Mit Chondren.
2. Ohne Chondren.

[1]) Naturw. Wochenschrift 1900. p. 223.

Fixsterne.

Die photographische Himmelskarte. Das grosse internationale Unternehmen der photographischen Aufnahme des ganzen Sternenhimmels hat vor kurzem die ersten Schritte in Bezug auf Veröffentlichung seiner Arbeiten gethan. Bekanntlich war auf Anregung des Admirals Mouchez vor anderthalb Jahrzehnt durch die Pariser Akademie der Wissenschaften ein astronomischer Kongress zusammenberufen worden, auf dem durch von ihren Regierungen gesandte Vertreter der Wissenschaft die Grundlagen für eine photographische Aufnahme des Himmels festgestellt worden sind. Nicht weniger als 18 Sternwarten haben die Arbeit unter sich verteilt, und die einzelnen Aufnahmen geschehen überall nach denselben Grundsätzen und an gleich grossen Instrumenten. Der festgestellte Plan ist, wie kurz an dieser Stelle wiederholt werden soll, folgender: Es wird eine Karte des Sternenhimmels durch photographische Aufnahmen von langer Dauer hergestellt, derart, dass auf den Platten alle Sterne bis zur 14. Grösse erscheinen. Die Zahl dieser Sterne schätzt man auf 30 Millionen. Diese Platten bilden also ein Inventar des Himmels, welches den gegenwärtigen Bestand desselben an Fixsternen bis zu jener Grösse wiedergiebt. Ausser diesen Aufnahmen werden noch Photographien mit kurzen Aufnahmen gemacht, welche die Sterne bis zur 11. Grösse wiedergeben. Diese Aufnahmen sollen dazu dienen, um daraus die genauen Orte der Sterne 1.—11. Grösse durch Messung auf den Platten abzuleiten. Man schätzt die Zahl dieser Sterne auf drei Millionen. Die beiden parallel laufenden grossen Unternehmungen sind nun von den dabei beteiligten Sternwarten mit besonderem Eifer gefördert worden, und gewisse Schwierigkeiten, die sich hier und da herausstellten, wurden auf wiederholten Kongressen zu Paris erörtert und beseitigt. Gegenwärtig liegen nun die beiden ersten Veröffentlichungen der photographischen Himmelskarte vor. Das unter Leitung von Prof. Vogel stehende astrophysikalische Observatorium zu Potsdam hat den ersten Band des grossen Sternenkatalogs veröffentlicht. Derselbe enthält alle Sterne bis 11. Grösse gemäss den Aufnahmen auf 57 Platten, welche die Zone des Himmels zwischen 32 und 39° nördl. Deklination umfassen. Anderseits hat das Pariser Observatorium die ersten 20 Blätter der grossen photographischen Karte veröffentlicht, die alle Sterne bis zur 14. Grösse enthält. Die Ausführung dieser Blätter hat erstaunliche Schwierigkeiten verursacht, die eine Zeitlang unübersteiglich erschienen. Die lichtschwächsten Sternchen erschienen nämlich auf den Platten so schwach, dass es schwer ist, sie überall mit Sicherheit von den Unreinigkeiten der empfindlichen Schicht und von den zahlreichen falschen Bildern zu unterscheiden. Um diese Schwierigkeiten zu heben, hat der Kongress 1896 vorgeschrieben, jede langdauernde Aufnahme in drei kürzere von je 30 Minuten Dauer zu zerlegen.

Zwischen jeder Aufnahme wird die Platte um einen mikroskopisch kleinen Betrag aus ihrer Lage bewegt, so dass also von jedem Sterne unter dem Mikroskop ein dreifaches Bildchen erscheint, eine Verwechselung mit zufälligen Plattenfehlern daher ausgeschlossen ist. Von der ungeheuren Menge der auf diesen Platten erscheinenden Sterne kann man sich eine Vorstellung machen, wenn man hört, dass eine derselben von 16 *cm* im Quadrat nicht weniger als 6705 Sterne enthält, also mehr, als das schärfste unbewaffnete Auge am ganzen Himmel wahrnehmen kann. Die beiden Observatorien zu Potsdam und Paris dürfen sich rühmen, die Reihe der Veröffentlichungen der grossen photographischen Himmelskarte nach den beiden Richtungen derselben eröffnet zu haben.

Katalog der photographischen Grössen der Plejaden-Sterne. E. Ch. Gauthier von der Sternwarte Algier hat ein Verzeichnis der photographischen Helligkeiten von 300 Plejaden-Sternen hergestellt, die sich innerhalb eines Kreises von 55′ Radius um Alcyone, dem hellsten Sterne der ganzen Gruppe, zeigen.[1]) Die Helligkeiten dieser Sterne variieren von der 4. bis zur 12. Grösse. Sie wurden bestimmt durch Messungen der Durchmesser der Sternscheibchen auf photographischen Clichés, die am Observatorium zu Algier erhalten worden sind. Von den 300 Sternen konnten alle, mit Ausnahme von elf sehr lichtschwachen, in den bisherigen Sternverzeichnissen identifiziert werden. Bei neun Sternen finden sich Abweichungen in Bezug auf die Helligkeit in den Angaben früherer Beobachter und teilweise auch in denen der photographischen Aufnahmen, die sich über die Jahre 1895 — 1899 verteilen. Gauthier hat einen Katalog sämtlicher 300 Sterne mit Angabe ihrer Örter (für 1900), der geschätzten und von verschiedenen Astronomen photographisch erhaltenen Helligkeiten und der von ihm selbst bestimmten photographischen Grössen zusammengestellt, sowie auf Grund dieses Katalogs auch eine neue Karte der Plejaden entworfen. Er beabsichtigt ferner, diese Sterne alljährlich bezüglich ihrer Helligkeit genau zu überwachen, um etwaige Lichtveränderungen, die sich bei einzelnen derselben zeigen möchten, festzustellen.

Die Farben der Fixsterne sind von H. Osthoff beobachtet worden.[2]) Derselbe hat seine Beobachtungen 1885—1893 teils mit einem terrestrischen Fernrohre, teils mit einem 4-zolligen astronomischen Fernrohre angestellt. Bei den Schätzungen der Farbe hat er sich der 10-teiligen Skala von J. Schmidt bedient, deren Stufen er folgendermassen definiert:

---

[1]) Bull. de la Société Astronomique de France 1900. Octobre. p. 441.
[2]) Astron. Nachr. No. 3657—3658.

0° = weiss, 1 = gelblichweiss, 2 = weissgelb (weiss und gelb zu gleichen Teilen), 3 = hell- oder blassgelb, 4 = reingelb, 5 = dunkelgelb, 6 = rötlichgelb (gelb überwiegt), 7 = rotgelb (gelb und rot zu gleichen Teilen; orange), 8 = gelblichrot (rot überwiegt), 9 = rot mit geringer Spur gelb, 10 = rot.

Die Farben blau und grün hält Osthoff für subjektiv; sie entstehen nach seiner Meinung, wenn der Beobachter den Einfluss fremden Lichtes nicht vermieden hat. Diese Bemerkungen finden jedoch keine Anwendung auf die wirklich blauen Begleiter farbiger Doppelsterne.

Als Ergebnis seiner 14 jährigen Arbeit stellt Verf. folgendes hin:

1. Die Methode der Farbenschätzungen liefert zuverlässige Resultate, vorausgesetzt, dass man zuvor seinen Farbensinn geschult hat, dass man es nicht an den peinlichsten Vorsichtsmassregeln fehlen lässt, und dass man das Farbenschätzen nicht beiläufig als Nebenarbeit betreibt.

2. Die Schmidt'sche Farbenskala ist von allen die beste.

3. Das Farbenschätzen ist ebenso vielerlei schädlichen Einflüssen (atmosphärischer, instrumenteller und physiologischer Natur) ausgesetzt, wie alle andern astronomischen Beobachtungen auch.

4. Schon mit einem kleinen Instrumente (sogar mit einem Opernglase) vermag man, die Farben der genügend hellen Sterne sicher zu bestimmen.

Schliesslich giebt Verf. einen Katalog aller Sterne, deren Farbe er bestimmt hat. Dieser Katalog enthält sämtliche Sterne bis 5. Grösse nach Heis Atlas novus coelestis vollständig bis 10° südl. Deklination, ausserdem mehrere südlicher stehende, im ganzen 1009 Sterne. In diesem Kataloge sind die mit dem terrestrischen Fernrohre und dem 4-zolligen Refraktor angestellten Beobachtungen angeführt; in vier Fällen konnten südliche Sterne nur mit dem erstgenannten Fernrohre beobachtet werden und ist die Farbe auf die des 4-Zollers reduziert. Die scheinbare Grösse der Sterne wurde nach der Potsdamer Publikation Band 9 und den Annalen der Harvard-Sternwarte angesetzt. Die Zahlenangaben für die Farben sind die Mittelwerte aus den unmittelbaren Schätzungen. Nachstehend folgt der Farbenkatalog des Verf., jedoch sind hier nur die Mittel der Schätzungen im 4-zolligen Refraktor wiedergegeben, während der Originalkatalog auch die Farben, die für eine Anzahl Sterne am terrestrischen Fernrohre gefunden wurden, und die Zahl der Schätzungen enthält.

Bezüglich eines etwaigen Wechsels der Färbung kommt Osthoff zu dem Ergebnisse, dass derselbe nur subjektiv sein könne und dann lediglich mit dem Helligkeitswechsel derselben zusammenhänge. Nach seinen Erfahrungen kommen objektive Wechsel der Farbe bei Fixsternen nicht vor.

Osthoff's Farbenkatalog der Fixsterne.

No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe
		m	c			m	c			m	c
1	33 Piscium	4.6	5.7	55	ψ Cassiop.	4.8	6.7	109	γ Ceti	3.8	3.1
2	α Androm.	2.1	1.7	56	ϑ Ceti	3.8	5.8	110	π »	4.3	2.8
3	β Cassiop.	2.4	3.1	57	δ Cassiop.	2.8	3.0	111	38 Arietis	5.4	4.2
4	γ Pegasi	3.3	1.8	58	ρ Piscium	5.5	4.3	112	μ Ceti	4.4	4.1
5	χ »	5.0	7.3	59	94 »	5.7	6.3	113	39 Arietis	4.6	6.4
6	ϑ Androm.	4.3	3.3	60	ω Androm.	4.8	4.1	114	η Persei	3.9	7.1
7	σ »	4.6	2.9	61	α Urs. min.	2.2	3.9	115	41 Arietis	3.8	2.8
8	ι Ceti	3.6	6.3	62	μ Piscium	5.1	7.2	116	16 Persei	4.4	3.7
9	ρ Androm.	5.3	4.5	63	η »	4.1	5.5	117	17 »	4.8	7.3
10	28 »	5.3	3.7	64	υ Androm.	4.2	4.6	118	τ »	4.0	4.9
11	λ Cassiop.	4.8	2.0	65	υ Persei	3.7	6.0	119	21 »	5.2	2.4
12	κ »	4.2	3.8	66	τ Androm.	4.9	2.4	120	η Eridani	4.0	6.0
13	H 41 »	5.0	2.0	67	ν Piscium	4.7	6.9	121	π Persei	4.7	2.5
14	ζ »	3.7	2.3	68	107 »	5.3	6.1	122	24 »	5.0	6.3
15	π Androm.	4.4	2.3	69	φ Persei	4.2	2.8	123	ε Arietis	4.6	3.2
16	ε »	4.6	4.9	70	τ Ceti	3.6	5.4	124	λ Ceti	5.0	2.6
17	δ »	3.4	6.2	71	o (110) Pisc.	4.6	5.5	125	α »	2.9	6.6
18	α Cassiop.	var.	5.3	72	χ Ceti	4.8	4.2	126	γ Persei	3.1	4.7
19	32 Androm.	5.6	5.7	73	ζ »	3.8	6.5	127	k »	5.0	5.8
20	ξ Cassiop.	4.8	2.9	74	ε Cassiop.	3.6	2.6	128	ρ »	var.	6.7
21	π »	5.0	3.3	75	α Trianguli	3.6	4.1	129	H 124 Cass.	4.7	2.4
22	β Ceti	2.1	5.9	76	γ Arietis	4.2	2.8	130	β Persei	(2.3)	1.8
23	o (22) Cassiop.	4.6	3.3	77	ω Cassiop.	5.1	2.9	131	ι »	4.1	4.4
24	58 Piscium	5.7	5.9	78	ξ Piscium	4.9	6.0	132	κ »	4.0	5.8
25	ζ Androm.	4.4	5.8	79	β Arietis	2.8	2.6	133	ω »	4.7	5.4
26	η Cassiop.	3.6	4.5	80	λ »	4.9	3.5	134	δ Arietis	4.7	6.0
27	ν »	5.0	3.1	81	A (48) Cass.	4.6	4.0	135	H 63 Persei	5.2	6.7
28	δ Piscium	4.7	7.3	82	50 »	4.1	3.4	136	ζ Arietis	4.9	2.7
29	ν Androm.	4.4	2.3	83	g Persei	4.9	2.9	137	ζ Eridani	4.8	3.9
30	20 Ceti	5.0	6.8	84	α Piscium	4.1	3.1	138	H 1 Camel.	4.8	2.0
31	υ^1 (26) Cass.	5.1	6.0	85	ε Trianguli	5.4	2.4	139	29 Persei	5.3	2.5
32	γ Cassiop.	2.3	2.1	86	γ Androm.	2.1	5.6	140	31 »	5.0	2.5
33	υ^2 (28) Cass.	4.9	5.9	87	α Arietis	2.0	5.6	141	H 71 »	4.8	7.3
34	μ Androm.	3.9	3.0	88	β Trianguli	3.1	3.2	142	κ Ceti	5.2	5.3
35	η »	4.6	5.6	89	14 Arietis	5.1	4.3	143	H 72 Arietis	4.7	6.9
36	H 1 33 Ceph.	4.5	6.3	90	15 »	5.9	7.4	144	32 l Persei	4.8	2.6
37	σ Piscium	5.6	2.3	91	6 Trianguli	5.3	5.5	145	τ Arietis	5.2	2.5
38	ε »	4.7	5.7	92	η Arietis	5.4	4.4	146	63 »	5.2	6.9
39	ψ^1 »	5.0	2.0	93	ξ^1 Ceti	4.7	6.1	147	α Persei	1.9	3.5
40	μ Cassiop.	5.2	5.6	94	δ Trianguli	5.0	4.9	148	1 (o) Tauri	3.9	5.1
41	41 Androm.	5.3	3.7	95	γ »	4.2	2.6	149	H 3 Camel.	4.2	4.1
42	η Ceti	3.6	6.1	96	o Ceti	var.	6.7	150	ξ Tauri	4.0	2.1
43	φ Androm.	4.3	3.1	97	ι Cassiop.	4.6	4.0	151	H 4 Camel.	4.8	4.8
44	β »	2.2	6.1	98	ρ Ceti	4.9	3.0	152	34 Persei	4.8	2.0
45	ϑ Cassiop.	4.4	3.9	99	ξ^2 »	4.5	2.7	153	H 5 Camel.	5.0	2.0
46	g Piscium	5.1	4.1	100	15 Trianguli	5.6	7.0	154	σ Persei	4.4	6.7
47	χ »	4.9	5.9	101	ν Ceti	5.1	5.6	155	s Tauri	5.5	2.6
48	τ »	4.7	5.9	102	R Trianguli	var.	7.1	156	f »	4.5	5.5
49	φ »	4.6	5.8	103	δ Ceti	4.1	2.4	157	17 Eridani	4.8	2.3
50	ζ »	5.5	3.8	104	33 Arietis	5.4	2.6	158	ε »	3.7	5.9
51	f »	5.6	2.9	105	ε Ceti	5.0	5.4	159	ψ Persei	4.2	3.0
52	υ »	4.7	2.1	106	12 Persei	4.9	4.2	160	10 Tauri	4.4	4.2
53	91 l »	5.8	6.8	107	ϑ »	4.2	4.2	161	δ Persei	3.2	2.3
54	ξ Androm.	4.9	5.6	108	35 Arietis	4.7	2.0	162	40 (o) »	5.0	2.8

No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe
		m	c			m	c			m	c
163	38 (o) Persei	4.0	2.9	218	92 σ^2 Tauri	4.9	3.1	273	δ Orionis	2.4	2.1
164	ν »	4.0	3.8	219	τ »	4.4	2.2	274	36 υ »	4.7	2.3
165	δ Eridani	3.7	5.8	220	μ Eridani	4.3	2.8	275	φ^1 »	4.7	2.5
166	H 15 Camel.	5.3	2.5	221	H 156 Ceph.	5.3	6.9	276	λ »	3.7	2.6
167	17 Tauri	3.8	3.1	222	9 Camelop.	4.4	3.3	277	41 ϑ^1 »	4.4	3.4
168	19 q »	4.4	3.1	223	1 π^3 Orionis	3.5	3.9	278	43 ϑ^2 »	4.9	3.4
169	H 16 Camel.	4.6	2.6	224	2 π^2 »	4.7	3.0	279	42 c »	4.6	3.3
170	20 Tauri	4.0	3.1	225	2 Aurigae	5.0	7.1	280	ι »	3.0	3.1
171	H 18 Camel.	4.6	7.3	226	3 π^4 Orionis	4.0	2.4	281	45 »	5.0	4.4
172	23 Tauri	4.2	3.1	227	o^1 »	4.8	7.5	282	ε »	1.8	1.8
173	π Eridani	4.4	7.6	228	ω Eridani	4.2	4.5	283	φ^2 »	4.2	6.3
174	η Tauri	3.0	3.1	229	5 Orionis	5.5	8.4	284	ζ Tauri	3.0	1.6
175	e »	5.2	2.0	230	8 π^5 »	4.0	2.3	285	σ Orionis	3.7	2.6
176	27 »	3.8	3.1	231	7 Camelop.	4.5	2.7	286	ω »	4.8	3.1
177	n Persei	5.2	2.6	232	7 π^1 Orionis	4.9	3.3	287	d »	5.0	3.6
178	ζ »	3.1	3.0	233	ι Aurigae	2.7	6.3	288	126 Tauri	5.1	2.3
179	A »	5.5	4.7	234	o^2 Orionis	4.3	6.1	289	ζ Orionis	1.9	1.8
180	32 Eridani	4.8	5.5	235	10 π^6 »	4.6	7.3	290	τ Aurigae	4.6	5.1
181	ε Persei	3.0	2.0	236	10 Camelop.	4.2	5.3	291	ζ Leporis	3.7	3.7
182	ξ »	4.1	3.4	237	ε Aurigae	var.	4.3	292	κ Orionis	2.2	2.7
183	γ Eridani	3.0	6.9	238	ζ »	4.0	6.9	293	134 Tauri	5.1	2.5
184	λ Tauri	var.	2.4	239	ψ Eridani	4.7	2.8	294	υ Aurigae	5.2	6.8
185	ν »	4.3	3.2	240	ι Tauri	4.7	3.3	295	ν »	4.2	5.0
186	A 37 »	4.4	5.8	241	11 Orionis	5.1	2.4	296	ξ »	5.0	2.9
187	λ Persei	4.5	3.0	242	η Aurigae	3.3	1.6	297	χ^1 Orionis	4.6	5.1
188	48 c »	4.3	2.6	243	β Eridani	2.9	3.1	298	α »	(0.9)	6.5
189	28 o^1 Eridani	4.1	4.0	244	15 Orionis	5.2	4.1	299	δ Aurigae	3.8	5.4
190	μ Persei	4.2	5.9	245	λ Eridani	4.4	2.9	300	η Leporis	3.7	4.3
191	f »	4.9	6.3	246	H 67 Camel.	5.1	4.2	301	β Aurigae	2.1	1.9
192	47 Tauri	5.1	6.3	247	μ Aurigae	5.2	3.2	302	π »	4.5	7.2
193	H 34 Camel.	5.2	2.6	248	ι Leporis	4.7	2.6	303	ϑ »	2.7	1.8
194	A Eridani	4.9	7.1	249	ρ Orionis	4.7	6.7	304	μ Orionis	4.4	3.8
195	μ Tauri	4.6	2.8	250	μ Leporis	3.3	3.5	305	1 Geminor.	4.3	5.6
196	40 o^2 Eridani	4.5	6.0	251	κ »	4.6	2.8	306	χ^2 Orionis	4.8	4.7
197	b Persei	4.6	3.4	252	14 Aurigae	5.2	2.9	307	ν »	4.6	2.6
198	γ Tauri	4.0	5.2	253	α »	0.2	3.4	308	ξ »	4.6	2.6
199	d Persei	4.9	3.1	254	β Orionis	0.3	0.9	309	H 88 Cam.	4.7	2.5
200	δ^1 Tauri	4.2	5.6	255	16 Aurigae	5.0	6.7	310	η Geminor.	var.	6.9
201	64 δ^2 »	5.1	2.7	256	λ »	5.0	4.8	311	κ Aurigae	4.5	5.6
202	κ »	4.6	3.3	257	τ Orionis	3.6	3.3	312	5 Monocer.	4.0	6.9
203	68 δ^3 »	4.6	2.5	258	λ Leporis	4.3	2.8	313	2 Lyncis	4.3	2.1
204	υ »	4.6	3.7	259	22 o Orionis	4.6	2.9	314	H 1 Can. maj.	4.8	2.4
205	71 »	4.8	3.0	260	m »	5.2	2.6	315	μ Geminor.	3.2	6.6
206	π »	5.0	5.5	261	29 e »	4.3	6.6	316	β Can. maj.	2.0	2.0
207	ε »	3.9	5.5	262	η »	3.5	2.0	317	8 Monocer.	4.6	4.0
208	77 ϑ^1 »	4.0	5.7	263	p 27 »	5.2	7.0	318	ν Geminor.	4.0	2.9
209	78 ϑ^2 »	3.8	2.8	264	25 »	5.2	2.7	319	10 Monocer.	5.0	2.3
210	H 116 »	5.0	3.1	265	γ »	2.1	1.3	320	11 »	4.7	3.0
211	ρ »	4.9	3.6	266	β Tauri	1.9	1.1	321	H 26 »	5.4	2.9
212	58 e Persei	4.4	6.5	267	φ Aurigae	5.3	7.0	322	13 »	4.7	3.3
213	α Tauri	1.0	6.4	268	ψ Orionis	4.9	2.2	323	γ Geminor	2.3	1.8
214	d »	4.4	3.4	269	31 »	4.9	7.6	324	S Monocer.	var.	2.5
215	ν Eridani	4.1	2.8	270	A »	4.5	2.8	325	12 Lyncis	4.7	2.8
216	90 c Tauri	4.7	3.0	271	χ Aurigae	5.0	3.5	326	ε Geminor.	3.2	6.1
217	91 σ^1 »	5.3	3.1	272	119 Tauri	4.6	8.1	327	30 »	4.6	6.5

No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe
		m	c			m	c			m	c
328	ξ Geminor.	3.6	3.8	383	31 Monoc.	4.8	6.5	438	γ Leonis	2.2	5.3
329	42 Camel.	4.9	2.2	384	δ Cancri	4.1	5.6	439	μ Ursae	3.1	6.8
330	α Can. maj.	1.4	0.6	385	ι »	4.2	5.7	440	H 88 »	5.0	2.3
331	17 Monoc.	4.8	7.4	386	ε Hydrae	3.6	5.4	441	H 124 Camel.	5.3	3.1
332	11 Can. maj.	4.9	2.6	387	12 »	4.4	6.3	442	30 Leon. min.	5.1	3.5
333	18 Monoc.	4.7	6.2	388	ϱ »	4.7	2.5	443	31 » »	4.4	5.5
334	43 Camel.	5.1	2.3	389	ζ »	3.3	5.4	444	36 Ursae	4.9	4.8
335	58 ψ^7 Aurigae	5.0	6.8	390	α^1 Cancri	5.6	7.3	445	29 Sextantis	5.2	2.0
336	H 97 Camel.	4.6	6.7	391	ι Ursae	3.2	3.3	446	30 »	5.4	2.0
337	ϑ Geminor.	3.7	2.8	392	α^2 Cancri	4.6	3.0	447	H 3 Draconis	5.1	6.4
338	15 Lyncis	4.5	5.6	393	64 σ^3 »	5.7	6.3	448	H 95 Ursae	5.1	3.3
339	38 e Geminor.	4.8	4.2	394	ϱ Ursae	5.0	7.1	449	ϱ Leonis	4.0	2.1
340	ϑ Can. maj.	4.2	6.8	395	10 »	4.2	4.2	450	37 Leon. min.	4.8	5.5
341	ψ^{10} Aurigae	4.7	2.4	396	κ »	3.7	2.7	451	38 Ursae	5.0	7.4
342	μ Can. maj.	5.2	7.2	397	σ^1 »	5.3	7.1	452	R »	var.	8.0
343	ι » »	4.5	3.0	398	H 28 »	4.7	6.2	453	H 105 »	5.3	4.0
344	ζ Geminor.	var.	4.9	399	σ^2 »	4.8	4.1	454	42 Leon. min.	5.4	2.0
345	γ Can. maj.	4.1	3.0	400	f »	4·4	4.1	455	46 » »	3.9	4.7
346	τ Geminor.	4.6	6.8	401	κ Cancri	5.5	2.7	456	ω Ursae	4.9	2.4
347	63 Aurigae	5.2	7.1	402	τ Ursae	4.8	4.1	457	54 Leonis	4.3	2.9
348	22 Monoc.	4.0	3.1	403	ξ Cancri	5.2	5.9	458	47 Ursae	5.2	5.4
349	λ Geminor	3.8	3.0	404	36 Lyncis	5.2	2.3	459	49 »	5.4	3.9
350	δ »	3.6	3.7	405	18 e Ursae	4.9	3.9	460	d Leonis	5.0	6.1
351	21 Lyncis	4.6	2.6	406	ϑ Hydrae	4.3	2.7	461	β Ursae	2.6	1.6
352	ι Geminor.	4.0	5.4	407	38 Lyncis	3.8	3.0	462	61 p^2 Leonis	5.0	7.4
353	ε Can. min.	5.0	5.8	408	40 »	3.4	6.6	463	60 b Leonis	4.5	2.9
354	β » »	3.2	2.1	409	κ Leonis	4.6	6.3	464	α Ursae	2.0	4.9
355	ϱ Geminor.	4.2	3.6	410	α Hydrae	var.	6.0	465	χ Leonis	4.7	3.9
356	γ Can. maj.	4.3	7.4	411	H 2 Draconis	4.6	7.0	466	ψ Ursae	3.1	5.3
357	64 Geminor.	5.1	2.7	412	h Ursae	3.7	3.6	467	δ Leonis	2.8	2.8
358	b »	5.1	6.6	413	τ^1 Hydrae	4.9	4.4	468	ϑ »	3.6	2.6
359	6 Can. min.	4.8	6.6	414	d Ursae	4.6	5.1	469	72 »	4.9	6.8
360	α Geminor.	1.6	1.8	415	λ Leonis	4.4	7.1	470	φ »	4.5	3.6
361	υ »	4.2	6.6	416	ϑ Ursae	3.2	3.9	471	ξ Ursae	3.8	4.2
362	α Can. min.	0.8	2.9	417	τ^2 Hydrae	4.6	2.7	472	ν »	3.8	6.2
363	H 34 Lyncis	5.2	2.4	418	26 Ursae	4.6	2.6	473	55 »	4.8	2.8
364	26 Monoc.	4.2	6.4	419	10 Leon. min.	4.7	5.4	474	σ Leonis	4.4	2.9
365	σ Geminor.	4.1	6.3	420	2 Sextantis	4.9	6.8	475	ι »	4.3	4.2
366	κ »	3.6	4.7	421	ι Hydrae	4.2	6.7	476	τ »	5.4	5.6
367	β »	1.1	4.6	422	14 (o) Leonis	3.9	4.0	477	57 Ursae	5.2	2.2
368	φ »	4.9	2.5	423	ε »	3.1	4.3	478	87 e Leonis	5.0	7.1
369	H 36 Can. min.	4.6	6.9	424	R »	var.	8.0	479	λ Draconis	4.1	7.0
370	χ Geminor.	5.0	7.0	425	υ Ursae	4.0	3.9	480	υ Leonis	4.5	5.4
371	27 Lyncis	4.8	2.7	426	φ »	4.4	3.0	481	92 »	5.5	5.4
372	29 Monoc.	4.5	5.9	427	μ Leonis	4.1	5.8	482	ξ Virginis	5.1	2.8
373	ζ Cancri	4.8	4.9	428	8 Sextantis	5.3	2.7	483	ν »	4.2	6.7
374	β »	3.7	6.5	429	π Leonis	4.8	7.5	484	χ Ursae	3.9	5.6
375	31 Lyncis	4.4	7.4	430	21 Leon. min.	4.6	3.0	485	93 Leonis	4.6	4.4
376	30 Monoc.	3.9	2.7	431	η Leonis	3.8	2.3	486	β »	2.6	2.6
377	1 (o) Ursae	3.4	4.8	432	A »	4.5	7.0	487	β Virginis	3.9	4.2
378	4 π^2 »	4.8	6.2	433	15 Sextantis	4.7	2.4	488	γ Ursae	2.6	1.7
379	δ Hydrae	4.1	2.3	434	α Leonis	1.8	1.3	489	π Virginis	4.9	2.4
380	σ »	4.4	6.7	435	λ Hydrae	3.9	6.0	490	9 (o) »	4.3	5.2
381	γ Cancri	4.8	2.3	436	λ Ursae	3.6	2.3	491	ε Corvi	3.1	(7.2)
382	η Hydrae	4.6	1.6	437	ζ Leonis	3.6	3.2	492	H 16 Draconis	5.1	4.2

No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe
		m	c			m	c			m	c
493	δ Ursae	3.4	2.7	548	τ Bootis	4.7	3.9	603	5 Serpentis	5.2	4.9
494	γ Corvi	2.8	3.1	549	η Ursae	2.0	1.4	604	1 (o) Coronae	5.7	6.1
495	6 Comae	5.4	2.4	550	υ Bootis	4.1	6.2	605	11 Ursae min.	5.1	7.3
496	H 3 Canum	5.1	6.4	551	6 e »	5.0	6.4	606	S Coronae	var.	8.3
497	η Virginis	4.3	3.1	552	10 i Draconis	4.7	7.1	607	ε Librae	5.2	4.8
498	16 c »	5.0	6.9	553	η Bootis	3.1	4.0	608	η Coronae	5.0	4.3
499	11 Comae	4.9	5.3	554	9 »	5.1	6.6	609	μ Bootis	4.4	3.6
500	12 »	4.8	4.1	555	τ Virginis	4.5	3.4	610	γ Ursae min.	3.2	2.3
501	13 »	5.1	2.7	556	α Draconis	3.6	2.1	611	τ^1 Serpentis	5.1	7.4
502	14 »	5.1	2.9	557	d Bootis	4.8	3.9	612	ι Draconis	3.4	5.7
503	15 »	4.7	5.4	558	H 146 Virgin.	5.3	2.4	613	β Coronae	3.8	3.4
504	16 »	5.1	2.9	559	κ Virginis	4.3	6.8	614	52 ν^1 Bootis	5.1	7.0
505	δ Corvi	3.1	3.5	560	4 Ursae min.	4.9	7.0	615	53 ν^2 »	5.0	2.5
506	4 Draconis	5.3	7.6	561	κ Bootis	4.4	3.6	616	37 Librae	4.9	5.8
507	η Corvi	4.5	5.4	562	ι Virginis	4.2	4.5	617	θ Coronae	4.3	2.4
508	8 Canum	4.3	5.2	563	α Bootis	0.3	4.4	618	H 40 Librae	5.0	2.3
509	β Corvi	2.8	(5.9)	564	λ »	4.3	2.8	619	γ »	4.0	5.8
510	κ Draconis	3.8	2.1	565	ι »	4.8	3.6	620	δ Serpentis	4.1	3.7
511	23 Comae	4.9	2.8	566	λ Virginis	4.6	3.4	621	α Coronae	2.4	2.2
512	24 »	5.2	6.2	567	A Bootis	4.8	5.6	622	μ »	5.4	6.9
513	χ Virginis	4.7	6.2	568	υ Virginis	5.2	5.6	623	φ Bootis	5.4	5.3
514	γ »	2.8	4.0	569	20 Bootis	5.1	6.1	624	θ Ursae min.	5.3	7.4
515	ρ »	5.1	2.4	570	H 43 »	5.0	2.3	625	ζ Coronae	4.8	2.2
516	27 Comae	5.3	6.7	571	H 46 »	5.4	2.6	626	ι Serpentis	4.6	2.4
517	31 »	5.0	4.4	572	θ »	4.2	4.6	627	γ Coronae	4.2	2.7
518	35 »	5.1	5.6	573	φ Virginis	4.9	5.0	628	α Serpentis	2.9	5.5
519	ψ Virginis	5.0	7.0	574	ρ Bootis	3.6	5.5	629	π Coronae	5.6	6.6
520	ε Ursae	2.0	1.6	575	5 Ursae min.	4.3	6.5	630	β Serpentis	3.8	2.8
521	δ Virginis	3.6	6.4	576	γ Bootis	3.1	2.5	631	λ »	4.6	4.5
522	12 Canum	3.0	2.0	577	σ »	4.5	3.5	632	κ »	4.2	6.8
523	8 Draconis	5.3	3.8	578	π »	4.6	2.4	633	μ »	3.5	2.6
524	36 Comae	4.8	6.8	579	ζ »	4.0	2.8	634	R Coronae	var.	5.1
525	37 »	5.2	6.1	580	31 »	5.1	5.4	635	δ »	4.6	5.0
526	ε Virginis	3.1	4.8	581	μ Virginis	3.9	4.2	636	ε Serpentis	4.0	3.4
527	14 Canum	5.3	2.1	582	34 Bootis	(4.9)	6.6	637	36 b »	5.2	2.4
528	41 Comae	4.9	6.6	583	35 (o) »	4.9	5.7	638	ρ »	4.8	6.9
529	θ Virginis	4.4	2.7	584	ε »	2.6	4.7	639	κ Coronae	4.7	6.0
530	42 Comae	4.6	3.6	585	109 Virginis	4.1	2.8	640	ζ Ursae min.	4.5	2.3
531	53 Virginis	5.1	5.0	586	α Librae	3.0	3.3	641	χ Herculis	4.5	4.4
532	43 Comae	4.4	4.0	587	ξ Bootis	4.8	5.5	642	γ Serpentis	4.1	4.1
533	H 49 Canum	5.0	5.9	588	β Ursae min.	2.1	6.2	643	ε Coronae	4.1	5.9
534	σ Virginis	4.9	7.0	589	16 Librae	4.5	3.9	644	H 66 Draconis	5.0	3.7
535	20 Canum	4.7	3.5	590	δ »	var.	2.6	645	ι Coronae	5.1	2.4
536	21 »	5.2	2.4	591	H 18 Urs. min.	4.8	7.1	646	π Serpentis	5.0	2.6
537	α Virginis	1.2	1.5	592	110 Virginis	4.7	5.9	647	ξ Scorpii	4.1	5.0
538	ζ Ursae	2.4	1.8	593	ω Bootis	4.9	6.5	648	υ Herculis	4.7	2.4
539	g »	4.2	3.1	594	β »	3.6	4.7	649	X »	var.	8.9
540	70 Virginis	5.2	5.5	595	ψ »	4.5	6.0	650	θ Draconis	4.2	4.0
541	74 l »	4.9	7.3	596	44 i »	4.9	5.3	651	κ Herculis	5.1	5.6
542	76 h »	5.5	6.6	597	45 c »	5.0	3.8	652	τ Coronae	5.2	5.8
543	78 (o) »	4.9	2.7	598	H 45 Draconis	5.2	5.9	653	φ Herculis	4.2	2.6
544	ζ »	3.6	3.3	599	3 Serpentis	5.4	6.4	654	δ Ophiuchi	2.8	6.6
545	24 Canum	4.8	3.4	600	χ Bootis	5.3	2.3	655	ε »	3.4	5.4
546	25 »	5.0	3.9	601	δ »	3.5	4.5	656	τ Herculis	3.9	2.5
547	H 4 Bootis	5.8	5.0	602	β Librae	2.7	2.4	657	σ Serpentis	5.0	9·3

No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe
		m	c			m	c			m	c
658	γ Herculis	4.0	3.6	713	μ Ophiuchi	4.7	3.4	768	110 Herculis	4.2	3.8
659	ξ Coronae	4.5	5.5	714	56 (o) Serp.	4.4	3.2	769	H 9 Scuti	4.4	6.3
660	20ν »	5.1	7.1	715	ι Herculis	3.9	2.1	770	H 24 Lyrae	4.9	5.9
661	21 »	5.0	7.1	716	ω Draconis	4.9	4.4	771	R Scuti	var.	7.3
662	η Ursae min.	5.0	3.5	717	β Ophiuchi	3.1	5.4	772	111 Herculis	4.4	3.0
663	ω Herculis	4.8	3.0	718	μ Herculis	3.5	4.3	773	β Lyrae	var.	3.1
664	υ Ophiuchi	4.6	3.0	719	γ Ophiuchi	4.1	2.3	774	47 (o) Dracon.	4.6	6.4
665	η Draconis	2.8	4.9	720	ψ¹ Draconis	4.5	4.1	775	113 Herculis	4.6	5.2
666	α Scorpii	1.1	(8.3)	721	30 »	5.2	2.3	776	δ² Lyrae	4.5	6.6
667	g Herculis	var.	7.8	722	f Herculis	5.3	6.1	777	θ Serpentis	5.0	3.3
668	λ Ophiuchi	4.0	2.8	723	ξ Draconis	3.9	6.1	778	H 11 Scuti	5.1	6.1
669	β Herculis	2.8	5.3	724	θ Herculis	4.0	5.7	779	R Lyrae	var.	6.7
670	h »	4.9	7.0	725	ν Ophiuchi	3.5	5.1	780	11 Aquilae	5.4	4.4
671	A Draconis	5.0	2.4	726	ξ Herculis	3.9	5.3	781	ε »	4.3	5.7
672	σ Herculis	4.2	2.4	727	35 Draconis	5.1	4.5	782	γ Lyrae	3.3	2.8
673	ζ Ophiuchi	2.8	2.8	728	γ »	2.4	6.4	783	υ Draconis	4.8	6.4
674	16 Draconis	5.6	2.5	729	ν Herculis	4.6	3.8	784	λ Lyrae	5.1	6.9
675	17 »	5.2	2.4	730	ζ Serpentis	4.5	3.9	785	12 Aquilae	4.0	6.2
676	42 Herculis	5.2	7.1	731	66 Ophiuchi	4.9	2.6	786	ζ »	3.3	2.9
677	ζ »	3.1	4.3	732	67 »	4.2	3.5	787	λ »	3.6	2.9
678	η »	3.7	5.1	733	93 Herculis	4.7	6.1	788	18 »	5.3	2.2
679	g Draconis	5.0	6.1	734	68 Ophiuchi	4.6	3.3	789	ι Lyrae	5.2	1.5
680	43 i Herculis	5.1	7.1	735	95 Herculis	4.6	3.9	790	π Sagittarii	3.1	(4.5)
681	H 86 Draconis	4.9	4.0	736	τ Ophiuchi	4.9	4.3	791	η Lyrae	4.5	2.0
682	52 Herculis	5.0	2.7	737	96 Herculis	5.1	1.5	792	1 Vulpecul.	4.7	2.1
683	ι Ophiuchi	4.6	2.1	738	70 Ophiuchi	4.2	5.2	793	δ Draconis	3.2	5.2
684	κ »	3.4	6.3	739	71 »	4.8	5.9	794	θ Lyrae	4.3	6.3
685	h Draconis	4.7	3.8	740	72 »	4.0	2.9	795	κ Cygni	3.9	5.1
686	30 Ophiuchi	5.0	6.9	741	b Herculis	5.4	4.2	796	τ Draconis	4.5	6.2
687	ε Ursae min.	4.5	5.8	742	103 (o) »	4.0	2.3	797	π »	4.6	3.0
688	ε Herculis	4.0	2.7	743	102 »	4.5	2.0	798	δ Aquilae	3.7	4.0
689	d »	5.3	2.1	744	δ Ursae min.	4.3	2.5	799	4 Vulpecul.	5.3	6.1
690	60 »	5.0	2.6	745	101 Herculis	5.2	2.9	800	ν Aquilae	4.8	4.7
691	μ Draconis	5.2	4.5	746	A »	4.9	7.0	801	4 Cygni	5.1	1.8
692	η Ophiuchi	2.6	4.0	747	36 Draconis	5.0	4.3	802	6 Vulpecul.	4.7	6.9
693	H 100 Hercul.	5.1	5.9	748	74 Ophiuchi	4.8	5.6	803	e Aquilae	5.2	7.8
694	ζ Draconis	3.3	2.1	749	η Serpentis	3.4	5.7	804	β Cygni	3.0	5.8
695	α Herculis	var.	6.6	750	κ Lyrae	4.4	5.8	805	ι »	3.9	3.0
696	δ »	3.3	2.5	751	t Herculis	5.0	2.8	806	8 »	4.8	2.5
697	41 Ophiuchi	5.0	5.9	752	H 143 Dracon.	5.1	7.7	807	μ Aquilae	4.6	6.5
698	π Herculis	3.4	6.0	753	109 Herculis	3.9	5.6	808	κ »	4.9	2.6
699	u »	var.	1.7	754	μ Lyrae	4.9	2.6	809	ι »	4.3	2.9
700	e Ophiuchi	5.0	6.8	755	59 d Serpentis	(5.3)	4.8	810	θ Cygni	4.6	3.8
701	e Herculis	4.9	2.2	756	φ Draconis	4.2	2.2	811	σ Aquilae	5.3	2.2
702	ν Serpentis	4.4	3.9	757	b »	4.8	2.7	812	φ Cygni	4.9	5.4
703	w Herculis	5.4	4.5	758	χ »	3.7	4.7	813	α Sagittae	4.5	5.4
704	ρ »	4.1	2.0	759	H 5 Scuti	4.0	6.5	814	β »	4.6	5.9
705	H 52 Ophiuchi	4.6	4.3	760	d Draconis	4.8	4.8	815	γ Aquilae	3.1	6.4
706	σ »	4.4	6.7	761	α Lyrae	0.2	1.1	816	δ Cygni	3.0	2.6
707	λ Herculis	4.3	6.5	762	H 6 Scuti	4.8	4.0	817	17 »	5.0	4.3
708	β Draconis	3.0	5.0	763	H 7 »	5.1	6.6	818	δ Sagittae	3.9	6.6
709	ν »	4.9	2.8	764	4 Aquilae	5.1	2.7	819	ζ »	5.2	2.3
710	ν »	4.8	2.8	765	ε Lyrae	4.6	2.9	820	α Aquilae	1.2	2.5
711	α Ophiuchi	2.5	2.5	766	5 »	4.6	2.9	821	χ Cygni	var.	7.2
712	ξ Serpentis	3.7	4.5	767	ζ »	4.3	3.6	822	η Aquilae	var.	5.1

No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe
		m	c			m	c			m	c
823	d Cygni	5.0	6.7	878	μ Aquarii	4.8	4.5	933	H 5 Lacertae	4.6	6.6
824	ε Draconis	3.9	5.1	879	31 Vulpecul.	4.7	5.6	934	ε Cephei	4.2	3.5
825	13 Vulpecul.	4.7	2.8	880	32 »	5.1	7.2	935	ϑ Aquarii	4.3	5.5
826	ξ Aquilae	4.9	5.7	881	7 Aquarii	5.7	7.6	936	1 Lacertae	4.1	6.2
827	β »	3.9	4.9	882	ν Cygni	4.1	2.8	937	γ Aquarii	4.1	2.8
828	η Cygni	4.0	5.4	883	1 Equulei	5.3	4.6	938	31 Pegasi	5.2	2.4
829	ψ »	4.8	2.5	884	ξ Cygni	3.7	6.6	939	32 »	4.9	3.0
830	γ Sagittae	3.8	6.6	885	61 »	5.3	6.7	940	2 Lacertae	4.8	2.2
831	15 Vulpecul.	4.9	3.3	886	ν Aquarii	4.6	6.0	941	3 »	4.5	5.8
832	26 e Cygni	5.2	6.2	887	γ Equulei	4.7	3.3	942	π Aquarii	4.6	3.3
833	τ Aquilae	5.9	6.8	888	ζ Cygni	3.5	5.0	943	4 Lacertae	4.6	3.2
834	η Sagittae	5.0	6.3	889	δ Equulei	4.7	4.6	944	ζ Aquarii	3.8	4.5
835	ϱ Draconis	4.6	6.8	890	α »	4.1	4.4	945	σ »	4.8	3.1
836	ϑ Aquilae	3.4	2.9	891	τ Cygni	3.9	3.9	946	5 Lacertae	4.6	7.3
837	ϱ »	5.1	2.9	892	σ »	4.3	3.5	947	δ Cephei	var.	4.7
838	o^1 30 Cygni	4.9	2.0	893	υ »	4.4	2.7	948	6 Lacertae	4.6	2.7
839	o^1 31 »	3.8	6.7	894	A »	5.0	2.6	949	7 »	3.9	3.2
840	b^3 »	5.0	2.8	895	α Cephei	2.6	3.0	950	η Aquarii	4.2	2.9
841	H 35 Vulpec.	4.8	2.0	896	1 Pegasi	4.3	6.1	951	9 Lacertae	4.8	3.5
842	33 Cygni	4.4	3.6	897	β Equulei	5.4	2.8	952	10 »	5.0	2.0
843	23 Vulpecul.	4.8	7.0	898	70 Cygni	5.1	1.7	953	11 »	4.7	6.9
844	$α^1$ Capric.	4.5	5.6	899	2 Pegasi	4.8	7.4	954	ζ Pegasi	3.7	2.8
845	κ Cephei	4.4	2.5	900	g Cygni	5.3	5.7	955	43 (o) »	4.9	2.9
846	32 (o^2) Cygni	4.1	6.9	901	β Aquarii	3.2	4.8	956	η »	3.1	5.1
847	$α^2$ Capric.	3.8	5.4	902	β Cephei	3.4	2.3	957	ξ »	4.4	4.7
848	P Cygni	4.9	4.6	903	ϱ Cygni	4.2	5.1	958	λ »	4.2	5.3
849	β Capric.	3.4	5.5	904	W »	var.	7.8	959	τ Aquarii	4.1	7.2
850	γ Cygni	2.3	4.1	905	ξ Aquarii	4.8	3.4	960	μ Pegasi	3.7	5.3
851	39 »	4.6	6.7	906	74 Cygni	5.1	2.8	961	ι Cephei	3.6	5.2
852	69 Aquilae	5.2	6.4	907	γ Capric.	3.8	3.9	962	σ Pegasi	5.2	5.0
853	41 Cygni	4.1	4.0	908	$π^1$ Cygni	4.9	2.4	963	λ Aquarii	3.8	7.0
854	$ω^1$ »	5.0	1.7	909	ε Pegasi	2.8	6.3	964	H 102 Cephei	4.8	6.6
855	ϑ Cephei	4.3	3.3	910	46 c Capric.	5.2	6.7	965	δ Aquarii	3.4	3.3
856	$ω^2$ Cygni	5.6	7.8	911	μ Cygni	4.4	4.1	966	ϱ Pegasi	5.1	3.1
857	ε Delphini	4.4	2.9	912	9 Pegasi	4.4	5.9	967	1 (o) Androm.	3.8	2.5
858	ζ »	4.8	3.3	913	κ »	4.2	4.1	968	2 »	5.1	2.7
859	70 Aquilae	5.3	7.3	914	μ Cephei	var.	8.0	969	β Piscium	4.7	2.6
860	β Delphini	4.0	4.1	915	11 »	4.8	5.9	970	β Pegasi	var.	6.5
861	71 Aquilae	4.4	5.0	916	δ Capric.	3.0	3.9	971	3 Androm.	4.9	6.0
862	29 Vulpecul.	4.8	2.3	917	ν Cephei	4.5	4.3	972	α Pegasi	3.2	1.8
863	1 Aquarii	5.4	6.2	918	$π^2$ Cygni	4.4	2.4	973	55 »	4.6	6.9
864	κ Delphini	5.2	5.0	919	14 Pegasi	5.0	2.6	974	56 »	4.9	6.7
865	α »	4.1	3.2	920	μ Capric.	5.2	4.9	975	1 Cassiop.	5.0	2.8
866	α Cygni	1.5	2.3	921	16 Pegasi	5.0	1.9	976	57 Pegasi	5.0	7.2
867	δ Delphini	4.6	4.3	922	31 (o) Aquarii	4.7	2.4	977	π Cephei	4.5	5.4
868	52 Cygni	4.3	5.8	923	ν Pegasi	5.1	7.4	978	58 Pegasi	5.5	2.4
869	γ Delphini	4.2	5.4	924	α Aquarii	3.2	4.9	979	59 »	5.4	2.9
870	ε Aquarii	3.8	3.1	925	ξ Cephei	4.4	4.0	980	7 Androm.	4.7	3.8
871	ε Cygni	2.7	5.6	926	ι Aquarii	4.3	3.3	981	φ Aquarii	4.2	6.9
872	3 Aquarii	4.6	7.2	927	ι Pegasi	4.0	3.7	982	$ψ^1$ »	4.5	6.3
873	H 11 Cephei	4.6	5.0	928	27 »	5.7	5.4	983	χ »	5.2	7.0
874	T Cygni	var.	6.5	929	ϑ »	4.1	2.6	984	γ Piscium	4.1	5.7
875	η Cephei	3.6	5.3	930	π »	4.4	4.2	985	$ψ^2$ Aquarii	4.5	2.2
876	λ Cygni	4.6	2.8	931	ζ Cephei	3.5	6.1	986	8 Androm.	4.9	6.9
877	5 Aquarii	5.5	2.3	932	24 »	5.0	5.5	987	$ψ^3$ Aquarii	5.1	2.0

No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe	No.	Name	Sch. Gr.	Farbe
		m	c			m	c			m	c
988	τ Pegasi	4.7	3.1	996	ω^1 Aquarii	5.2	4.0	1004	τ Cassiop.	5.2	6.3
989	υ »	4.6	4.8	997	ι Piscium	4.3	3.9	1005	ρ »	4.6	7.1
990	κ Piscium	5.2	3.1	998	γ Cephei	3.4	5.2	1006	ψ Pegasi	4.6	7.4
991	ϑ »	4.5	5.5	999	κ Androm.	4.4	3.0	1007	σ Cassiop.	5.0	2.9
992	70 Pegasi	4.7	5.4	1000	λ Piscium	4.8	3.4	1008	ω Piscium	4.3	4.3
993	H9 Cassiop.	4.8	2.7	1001	ω^2 Aquarii	4.7	3.0	1009	30 »	4.6	7.2
994	λ Androm.	4.0	5.8	1002	78 Pegasi	4.9	6.2				
995	ι »	4.3	2.9	1003	19 Piscium	5.2	8.8				

Burnham's Doppelstern-Entdeckungen und -Messungen. Als 1. Band der Veröffentlichungen der Yerkes-Sternwarte ist ein von Burnham verfasster Generalkatalog aller von ihm in den Jahren 1871—1899 entdeckten Doppelsterne erschienen.[1]) Der Katalog umfasst, nach Rektaszension geordnet 1290 Doppelsterne.

Über die bei diesen Arbeiten benutzten Instrumente bemerkt Prof. Burnham selbst folgendes. Der 6-zollige Refraktor war einfach ganz vollkommen. Mehrere von den 451 mit ihm entdeckten Doppelsternen sind selbst für die grössten heutigen Teleskope keine leicht messbaren Objekte. Er ist heute Eigentum der Washburn-Sternwarte der Universität von Wisconsin. Der 9.4-zollige Refraktor des Dartmouth-College-Observatorium wurde im Sommer 1874 während einiger zehn Nächte von Burnham benutzt und lieferte 24 Doppelstern-Entdeckungen. Der 12-Zoller der Lick-Sternwarte lieferte 56 neue Doppelsterne, darunter einige der schwierigsten Paare, wie δ Orionis, 2 Andromedae.

Der 15.5-zollige Refraktor der Washburn-Sternwarte, den Burnham 1881 vier oder fünf Monate benutzte, wird von ihm als ein in allen Beziehungen höchst ausgezeichnetes Instrument bezeichnet. Er entdeckte mit ihm 87 neue Doppelsterne.

Mit dem 16-Zoller des Warner Observatoriums hat Burnham gelegentlich zwei neue Doppelsterne aufgefunden. Das Instrument steht jetzt im Lowe-Observatorium in Südcalifornien und wird von Dr. Lewis Swift hauptsächlich zu Nebelfleck-Beobachtungen verwendet.

Der 18.5-zollige Refraktor des Dearborn-Observatoriums zu Chicago lieferte Burnham 413 neue Doppelsterne. Das Instrument war seiner Zeit der grösste Refraktor der Erde und obgleich eins der frühesten grossen Instrumente Clark's doch so vollkommen wie die spätern.

Der 26-zollige Refraktor zu Washington konnte von Burnham nur in einer Nacht 1874 benutzt werden und lieferte in dieser vierzehn neue Doppelsterne.

Der 36-Zoller der Lick-Sternwarte hat 198 neue Doppelsterne geliefert. Die meisten derselben sind überaus schwierig und zeigen, wie Burnham sagt, »die ungeheure Überlegenheit dieses Instrumentes über alle andern; auch giebt es wahrscheinlich keinen andern Ort

[1]) Publications of the Yerkes-Observatory. Vol. 1. 1900. A General Catalogue of 1290 Double Stars. Discovered by S. W. Burnham. Chicago 1900.

in der Welt, woselbst sich ein Observatorium befindet, der sich mit Mount Hamilton vorteilhaft messen könnte.«

Mit dem 40-Zoller der Yerkes-Sternwarte hat Burnham bis jetzt acht neue Doppelsterne gefunden und zahlreiche frühere Objekte wieder gemessen. Er bemerkt, dass die Zahl der Messungen in gegebener Zeit an einem so grossen Instrumente weit geringer ist als an einem andern von ihm früher benutzten Refraktor. »Wenn,« sagt er, »der 40-Zoller mit der Hand bewegt wird, wie es geschehen muss, um jedes beliebige Objekt in das Gesichtsfeld zu bringen, so ist erforderlich, eine Masse von etwa 20 Tons zu bewegen.« Eine grosse Zahl der von Burnham mit dem 6-Zoller entdeckten Doppelsterne ist auch von Dembowski gemessen worden, mit dem Burnham vom Beginne seiner Doppelstern-Beobachtungen bis zum Tode desselben (1881) in ununterbrochener Korrespondenz war, und dem er alle Entdeckungen neuer Doppelsterne vor deren Publikation schon mitteilte. Burnham bezeichnet ihn als einen Beobachter mit dem Mikrometer, »der niemand über sich hatte und wenige, wenn überhaupt, seinesgleichen.« Burnham's Mikrometermessungen begannen mit dem Gebrauche des $18^1/_2$-zolligen Refraktors zu Chicago und wurden besonders seit der letzten Hälfte des Jahres 1888 bei seiner Anwesenheit auf der Lick-Sternwarte, etwa vier Jahre lang, fast ausschliesslich betrieben. Wäre lediglich die Entdeckung neuer Doppelsterne in dieser Periode seiner Thätigkeit Burnham's Ziel gewesen, so würde er, nach seiner Angabe, mindestens noch einige hundert Doppelsterne mehr entdeckt haben; indessen hielt er es mit Recht für richtiger, jede neue Entdeckung eines Doppelsternes mit sorgfältigen Messungen zu unterstützen, da die meisten dieser Objekte für andere Instrumente zu schwierig sind.

Was die Zahl der heute überhaupt bekannten Doppelsterne anbetrifft, so wird sie auf mehr als 10000 angegeben, doch ist diese Ziffer nach Burnham viel zu gross, besonders deshalb, weil in J. Herschel's Doppelsternkatalog eine beträchtliche Menge ziemlich entfernt stehender Sternpaare als Doppelsterne aufgeführt werden, von denen es recht zweifelhaft ist, ob sie in physischem Konnex stehen. Nach diesem Prinzip könnte man, wie Burnham sagt, hunderttausend Sternpaare aufzählen, selbst an einem mässig grossen Fernrohre. Die grössere Mehrzahl der eigentlichen Doppelsterne hat mässige Entfernungen voneinander, im Mittel etwa 2″, und bei allen mit kurzen Umlaufsperioden sind die Distanzen noch viel geringer. Unterscheidet man zwei Klassen, nämlich I. Doppelsterne mit Distanzen zwischen 0″ und 1″ und II. solche mit Distanzen von 1″—2″, so hat man nach Burnham jetzt folgende Statistik:

	I. Klasse	II. Klasse	Total	Verhältnis
Burnham, Katalog von 1260 Sternen	385	305	670	550 : 1000
O. Struve, » » 547 »	154	63	217	400 : 1000
Struve, » » 2640 »	91	314	405	150 : 1000
Herschel I, » » 812 »	12	24	36	45 : 1000
Herschel II, » » 3429 »	2	20	22	7 : 1000

Es ergiebt sich hieraus, dass vor 1870 alle Kataloge von Doppelsternen, die zusammen nicht weniger als 7400 Objekte enthalten, weniger als 700 Paare aufweisen, die unter 2″ Distanz haben, und dass innerhalb der letzten 20 Jahre nicht weniger als 60% aller Doppelsterne von unter 1″ Distanz erst aufgefunden sind. Burnham glaubt, dass auf der Himmelssphäre vom Nordpol bis —30° südl. Deklination nur 4000 oder 5500 Sternpaare bekannt sind, die man wirklich als Doppelsterne bezeichnen kann, und dass von diesen viele nur wenig Interesse als physische Systeme darbieten. In den letzten Jahren sind von amerikanischen Beobachtern manche neue, interessante Doppelsterne entdeckt worden, so von Hough am $18^1/_2$-Zoller der Dearborn-Sternwarte und von J. J. See am Lowell-Observatorium.

Wie bei Entdeckungen auf diesem Gebiete erwartet werden durfte, hat Burnham bei einer Anzahl von Doppelsternen, die von den beiden Herschel und den Struves schon entdeckt waren, noch lichtschwache Begleiter gefunden oder den Hauptstern oder Nebenstern nochmals in zwei Sterne zerlegt. Sein Katalog enthält 133 Objekte dieser Klasse oder über $^1/_{10}$ aller neu entdeckten Paare.

Die interessantesten Doppelsterne zeigen sehr geringe Abstände ihrer beiden Komponenten und rasche Bewegungen umeinander, so dass der grösste Teil der innerhalb 25 Jahren von Burnham gemessenen Paare solche erkennen lassen. Unter ihnen kommen die kürzesten bekannten Umlaufszeiten bei Doppelsternen vor, besonders unter den am 36-Zoller entdeckten. Von acht derselben sind bereits vorläufige Bahnen berechnet worden. Eine Anzahl von 18 Doppelsternen hat sich in den Beobachtungen Burnham's als doppelte Doppelsterne enthüllt, indem nämlich jede der beiden Komponenten sich als äusserst enger Doppelstern zeigte.

In dem in Rede stehenden Generalkataloge der von ihm entdeckten Doppelsterne hat Burnham nicht nur die eigenen Messungen derselben mitgeteilt, sondern alle ihm bekannt gewordenen (und meist anderwärts noch nicht publizierten) Messungen anderer an geeignet grossen Instrumenten beobachtender Astronomen; auch fügt er, so weit thunlich, die Eigenbewegungen der Sterne, besonders nach den Untersuchungen von Auwers hinzu. Der Druck des Generalkataloges erfolgte auf Kosten der freigebigen Freundin der astronomischen Beobachtungen, Miss Catharine W. Bruce in New-York, die leider vor kurzem gestorben ist.

Bei ungefähr dem vierten Teile aller von Burnham entdeckten Doppelsterne ist der Hauptstern so hell, dass er dem blossen Auge sichtbar ist. Burnham giebt darüber die folgende alphabetisch nach den Namen der Sternbilder geordnete Zusammenstellung, wobei unter β die Nummer des Burnham'schen Generalkataloges zu verstehen ist.

β	Stern
	Andromeda
1095	28 Andromedae
491	δ Andromedae
999	ω Andromedae
1147	2 Andromedae
717	8 Andromedae
388	W^2 XXII. 590
995	Groombridge 4139
	Aquarius
1034	7 Aquarii
73	β Aquarii
1212	24 Aquarii
172	51 Aquarii
178	Aquarii 252
1220	ψ^1 Aquarii
279	ω^2 Aquarii
	Aquila
287	ζ Aquilae
653	μ Aquilae
672	71 Aquilae
	Argo
755	Argus 34
757	Argus 101
578	Lalande 14545
1061	κ Argus
1063	ξ Argus
101	9 Argus
1064	19 Argus
208	Lalande 17103
	Aries
522	μ Arietis
306	Arietis 307
878	66 Arietis
	Auriga
554	ι Aurigae
1046	9 Aurigae
888	σ Aurigae
1240	26 Aurigae
192	τ Aurigae
893	B.A.C. 1935
901	65 Aurigae
	Bootes
1111	B.A.C. 4766
616	γ Bootis
1086	47 Bootis
	Caelum
750	γ Caeli
	Cameleopardalis
1043	3 Camelopardali
1187	5 Camelopardali
	Cancer
1065	β Cancri
	Canes Venatici
925	Groombridge 1938
930	B.A.C. 4389
608	17 Canes Ven.
	Canis Major
753	λ Canis Majoris
328	Canis Majoris 139
329	Canis Majoris 146
	Canis Minor
21	η Canis Minoris
	Capricornus
294	3 Capricorni
295	α^1 Capricorni
60	κ Capricorni
61	ϱ Capricorni
668	B.A.C. 7080
	Cassiopeia
1094	Lalande 655
231	ο Cassiopeiae
492	B.A.C. 201
497	B.A.C. 239
1098	υ^1 Cassiopeiae
1028	γ Cassiopeiae
1099	B.A.C. 255
396	B.A.C. 282
1101	ψ Cassiopeiae
1103	44 Cassiopeiae
513	48 Cassiopeiae
785	49 Cassiopeiae
278	B.A.C. 8138
	Centaurus
343	Centauri 219
1112	Lacaille 5893
414	Centauri 315
347	Centauri 330
	Cepheus
1176	48 Cephei (H)
1134	D.M. (63°) 1618
1143	P XXI. 248
690	μ Cephei
697	19 Cephei
702	δ Cephei
	Cetus
486	Ceti 33
490	13 Ceti
395	Ceti 82
1160	B.A.C. 230
734	Ceti 132
505	ϑ Ceti
1163	Ceti 199
399	Ceti 211
7	58 Ceti
518	Ceti 389
84	W^1 III. 147

β	Stern
	Coma Berenices
1080	17 Comae
1081	37 Comae
112	P XXII. 243
1083	P XXII. 268
	Corona
1087	τ Coronae
	Corvus
1079	Lalande 22586
920	Corvi 17
605	Corvi 26
1245	ζ Corvi
28	B.A.C. 4213
	Crater
220	Crateris 22
600	Crateris 36
1078	Crateris 79
	Cygnus
1131	Θ Cygni
980	η Cygni
660	B.A.C. 6963
661	Cygni 166
665	γ Cygni
669	ω^2 Cygni
675	51 Cygni
676	ε Cygni
677	T Cygni
1137	B.A.C. 7278
	Delphinus
63	1 Delphini
151	β Delphini
298	α Delphini
65	13 Delphini
	Draco
794	O. Arg. N. 12149
799	R 2963
946	B.A.C. 5248
1088	μ Draconis
1090	β Draconis
962	26 Draconis
633	γ Draconis
971	Draconis 205
1255	B.A.C. 6476
	Equuleus
71	γ Equulei
	Eridanus
11	ρ^2 Eridani
400	Eridani 103
531	Lalande 6275
744	Eridani 299
311	Eridani 315
881	46 Eridani
88	51 Eridani
	Fornax
877	γ Fornacis
	Gemini
1241	3 Geminorum
1058	4 Geminorum
1008	η Geminorum
1059	μ Geminorum
1192	ν Geminorum
571	W^1 VI. 956
1193	36 Geminorum
1009	τ Geminorum
1194	65 Geminorum
200	70 Geminorum
580	β Geminorum
1062	82 Geminorum
	Grus
768	Lacaille 8964
771	σ^2 Gruis
773	υ Gruis
	Hercules
1198	τ Herculis
625	ω Herculis
816	31 Herculis
818	32 Herculis
627	52 Herculis
954	54 Herculis
130	90 Herculis
646	113 Herculis
	Hydra
587	15 Hydrae
588	Hydrae 96
590	29 Hydrae
593	λ Hydrae
1269	44 Hydrae
411	Lacaille 4360
1075	Φ^2 Hydrae
341	Hydrae 348
1246	B.A.C. 4740
940	52 Hydrae
239	59 Hydrae
	Lacerta
694	Lacertae 4
703	α Lacertae
451	15 Lacertae
382	B.A.C. 7983
	Leo
105	κ Leonis
1076	55 Leonis
598	59 Leonis
599	65 Leonis
1282	δ Leonis
604	β Leonis

β	Stern
	Leo Minor
913	40 Leonis Minoris
	Lepus
314	Leporis 3
320	β Leporis
321	Leporis 45
94	Leporis 61
	Libra
106	μ Librae
1085	Piazzi XIV. 229
618	ι^1 Librae
	Lynx
758	Lyncis 51
	Lyra
1253	Lyrae 28
968	ζ Lyrae
293	β Lyrae
648	B.A.C. 6480
	Microscopium
766	α Microscopii
767	Lacaille 8809
	Monoceros
16	3 Monocerotis
17	4 Monocerotis
566	Monocerotis 21
567	Monocerotis 23
570	11 Monocerotis
897	Monocerotis 97
1268	24 Monocerotis
332	P VII. 116
	Ophiuchus
626	Φ Ophiuchi
1117	24 Ophiuchi
1118	η Ophiuchi
282	S. D. (14°) 4585
126	B.A.C. 5839
1251	B.A.C. 5991
1124	67 Ophiuchi
1125	68 Ophiuchi
637	W' XVIII. 28
	Orion
553	o^2 Orionis
555	β Orionis
188	τ Orionis
558	δ Orionis
1048	Lalande 10437
1032	σ Orionis
1056	μ Orionis
96	75 Orionis
	Pegasus
685	2 Pegasi
989	κ Pegasi
290	34 Pegasi
1144	η Pegasi
718	64 Pegasi
720	72 Pegasi
733	85 Pegasi
	Perseus
874	5 Persei
1170	χ Persei
875	9 Persei
521	Persei 67
524	20 Persei
526	β Persei
1179	34 Persei
535	38 Persei
1183	B.A.C. 1142
	Pisces
302	Piazzi O. 245
303	Piscium 201
1029	ζ Piscium
1164	95 Piscium
506	η Piscium
5	103 Piscium
730	27 Piscium
	Piscis Australis
276	η Piscis Australis
772	δ Piscis Australis
	Sagitta
57	Lalande 38415
	Sagittarius
283	B.A.C. 6088
245	Sagittarii 46
292	μ Sagittarii
286	16 Sagittarii
760	η Sagittarii
1033	ν^1 Sagittarii
654	52 Sagittarii
1288	55 Sagittarii
763	κ^2 Sagittarii
	Scorpio
36	2 Scorpii
622	π Scorpii
947	β Scorpii
39	11 Scorpii
120	ν Scorpii
1116	B.A.C. 5600
416	Scorpii 185

β	Stern
	Sculptor
391	$\varkappa^1$ Sculptoris
1013	δ Sculptoris
	Serpens
348	2 Serpentis
32	6 Serpentis
619	Serpentis 55
	Taurus
544	36 Tauri
547	47 Tauri
87	Piazzi IV. 53
1186	Tauri 248
550	α Tauri
551	96 Tauri
1045	99 Tauri
1007	126 Tauri
1054	136 Tauri
	Ursa Major
1067	ο Ursae Majoris
1071	θ Ursae Majoris
1077	α Ursae Majoris
918	Lalande 22496
919	W^2 XI. 1013
1082	78 Ursae Majoris
	Virgo
923	Virginis 168
924	31 Virginis
929	48 Virginis
932	Virginis 550
612	B.A.C. 4559
935	86 Virginis
225	Lalande 26320
	Vulpecula
248	2 Vulpeculae
1130	9 Vulpeculae
983	B.A.C. 6966
447	Vulpeculae 129
767	Lacaille 8809

Unter den Burnham'schen Doppelsternen findet sich eine Anzahl doppelter Doppelsterne, nach Analogie von ε und σ Lyrae. Burnham giebt folgendes Verzeichnis derselben und der Distanzen der paarweisen Komponenten.

β	AB	CD	A und C	β	AB	CD	A und C
973	1.7″	3.7″	11.1″	120	0.7″	1.8″	41.1″
368	0.6	5.1	12.2	886	17.6	0.8	48.5
1210	2.5	4.3	14.0	366	1.2	1.4	50.7
639	0.1	8.1	17.3	285	1.6	2.0	60.1
935	1.6	2.0	27.1	876	1.2	6.2	70.7
836	0.8	1.3	27.4	806	0.7	1.2	72.0
1101	2.9	2.9	27.4	321	0.8	1.4	89.3
141	0.8	4.9	28.7	898	3.0	1.8	97.2
1049	0.6	1.6	29.2	1202	0.6	3.9	103.8

Neue spektroskopische Doppelsterne. Prof. Campbell berichtet[1]) über seine Untersuchung von sechs auf der Lick-Sternwarte aufgenommenen Photographien des Spektrums von α Aurigae, woraus sich ergiebt, dass dieser Stern ein spektroskopischer Doppelstern ist. Das Spektrum ist ein zusammengesetztes, indem das Spektrum des Hauptsternes von dem Spektrum des im Fernrohre nicht trennbaren Begleiters überlagert wird. Diejenige von beiden Komponenten, deren Spektrum vom nämlichen Typus ist wie das Sonnenspektrum, zeigte durch die Verschiebung ihrer Linien folgende Eigenbewegungen gegen das Sonnensystem pro Sekunde:

[1]) Astrophysikal Journal **10.** No. 3. p. 177.

1896	August	31.	+ 34 *km*
	Sept.	16.	+ 54 »
	Okt.	3.	+ 49 »
	»	5.	+ 44 »
	Nov.	12.	+ 4 »
1897	Febr.	24.	+ 3 »

Auf der ersten Photographie erscheint das Spektrum merklich übereinstimmend mit dem normalen Sonnenspektrum, auf den andern zeigt es unverkennbare Verschiedenheiten davon. Man erkennt das Vorhandensein des Spektrums eines Begleiters, in welchem die Linie Hγ erscheint, sowie hervorragende Eisenlinien. Auf den Platten vom 16. September, 3. und 5. Oktober sind diese Linien im Vergleiche zum normalen Sonnenspektrum gegen violett verschoben, auf den Platten vom 12. November und 24. Februar erscheinen sie dagegen verschoben gegen Rot hin.

Prof. Campbell teilt ferner die auf der Lick-Sternwarte entdeckten veränderlichen Geschwindigkeiten in der Gesichtslinie zur Erde von noch mehrern Sternen mit. Es sind folgende:

ε Librae. Die Geschwindigkeit variierte zwischen + 12.2 und — 11.2 *km*, und die Periode scheint drei Monate zu überschreiten.

h Draconis. Die gemessenen Geschwindigkeiten schwanken zwischen — 36 und — 16 *km*, die Periode ist noch unbestimmt.

λ Andromedae. Die Geschwindigkeiten wechseln zwischen — 2 und + 16 *km*, und die Periode scheint 19.2 Tage zu umfassen.

ε ursae. Die Geschwindigkeiten, welche bestimmt wurden, liegen zwischen + 9 und — 40 *km*, die Periode ist noch unbekannt.

ω Draconis. Die Geschwindigkeit der Bewegung dieses Sternes in der Gesichtslinie zur Erde ändert sich sehr schnell und variiert zwischen + 18 und — 53 *km*.

Verglichen mit der Gesamtzahl der Fixsterne, von denen mittels des Mills'schen Spektographen Aufnahmen erhalten wurden, scheinen die neun oder zehn spektroskopischen Doppelsterne, die auf der Lick-Sternwarte entdeckt wurden, anzuzeigen, dass die Zahl dieser Doppelsterne reichlich im Verhältnisse eben so gross sein mag, wie diejenige der am Fernrohre sichtbaren Doppelsterne. Weitere Beobachtungen behufs Bahnbestimmung dieser spektroskopischen Doppelsterne sind im Gange.

Von ganz besonderem Interesse sind die photographischen Aufnahmen des Spektrums des Polarsternes. In der zweiten Hälfte des Jahres 1896 waren sechs Spektrogramme desselben erhalten worden, welche für die Geschwindigkeit dieses Sternes in der Richtung zur Erde Werte ergaben, die zwischen — 18.9 und — 20.3 *km* lagen und demnach so gut übereinstimmten, dass keine Vermutung, diese Geschwindigkeit könne veränderlich sein, aufkam. Um den Mills-schen Spektrographen zu prüfen, wurde am 8. August 1899 auch eine Aufnahme des Spektrums des Polarsternes gemacht. Sie ergab eine Geschwindigkeit von — 13.1 *km* und damit die Vermutung, dass auch der Polarstern eine veränderliche Geschwindigkeit besitze, d. h.

ein spektroskopischer Doppelstern sein könne. Neue und zahlreiche Aufnahmen während der folgenden Tage bis zum Ende des Monates August bestätigten die Vermutung völlig. Die Geschwindigkeit des Polarsternes in der Richtung zur Erde hin varriiert zwischen — 8.6 und 14.6 *km* innerhalb einer Periode von drei Tagen 23 Stunden. Die Geschwindigkeit des Doppelsystemes scheint 12 *km* zu sein.

Diese Thatsachen sind als feststehend zu betrachten, aber sie liegen gänzlich ausserhalb der Geschwindigkeitsbestimmungen von 1896. Prof. Campbell ist der Überzeugung, dass beide Reihen von Messungen nur zu vereinigen sind unter der Annahme, der Polarstern und sein nächster spektroskopischer Begleiter unterlägen der Einwirkung noch einer andern Kraft, d. h. eines zweiten Begleiters, so dass er mindestens ein dreifaches System bilde.

Der Polarstern ist auch auf der Yerkes-Sternwarte spektrographisch aufgenommen worden, und zwar liegen drei Platten vor vom 10. August, 20. und 27. September 1899. Edwin B. Frost teilt mit,[1]) dass die daraus abgeleiteten Geschwindigkeiten mit der Periode von $3^d\ 23^h$, welche Prof. Campbell gefunden, gut übereinstimmen, dagegen keinen Beitrag zur Frage der längern periodischen Bewegung des Polarsternsystems, welche Campbell vermutet, liefern können.

Die Bewegung des Polarsternes in der Gesichtslinie, deren periodischen Charakter Prof. Campbell entdeckte, ist auf der Sternwarte zu Pulkowa auch von A. Belopolsky untersucht worden.[2]) Diese Beobachtungen zeigen auch Verschiedenheiten der Geschwindigkeit, die zwischen — 13.4 und — 5.5 *km* in der Sekunde liegen; am merkwürdigsten aber ist, dass die Geschwindigkeit des Sternes sich seit 1888 um 15 *km* vermindert hat, da sie damals nach Vogel und Scheiner 26 *km* betrug, während sie jetzt etwa 10 *km* ist.

Die veränderliche Geschwindigkeit von ε Leonis in der Gesichtslinie. W. S. Adams teilt die Ergebnisse von photographischen Aufnahmen über ε Leonis mit, die im ersten Drittel dieses Jahres am Yerkes-Refraktor erhalten wurden.[3]) Hiernach haben 15 Platten folgende Geschwindigkeiten des Sternes in der Richtung der Gesichtslinie zur Erde ergeben:

1900 Februar	11	+ 10.4	*km*
»	26	+ 1.2	»
März	6	— 1.5	»
»	9	— 3.0	»
»	22	— 10.6	»
»	$23-15^h$	— 3.4	»
»	$23-19^h$	— 0.2	»
»	26	+ 3.6	»
»	30	— 1.0	»
»	31	— 5.9	»
April	2	— 1.8	»
»	3	— 5.7	»
»	6	+ 3.0	»
»	7	+ 12.9	»
»	9	— 0.1	»

[1]) a. a. O. p. 184. [2]) Astron. Nachr. No. 3637.
[3]) Astrophys. Journal **11.** No. 4. p. 307.

Die Geschwindigkeit ist um den Betrag bis zu 23.3 *km* veränderlich, und die Periode scheint sehr kurz zu sein, vielleicht $2^1/_4$ Tage zu betragen.

τ Tauri als enger Doppelstern. Dieser Stern 4.5 Grösse ist ein von Chr. Mayer entdeckter weiter Doppelstern, indem der Begleiter 8. Grösse in 63° Abstand sich befindet. G. W. Hough hat im vergangenen Herbste am $18^1/_2$-zolligen Refraktor des Dearborn-Observatoriums erkannt, dass der Hauptstern wiederum doppelt ist. Bei einer Bedeckung desselben durch den Mond am 21. Oktober 1899 sah Prof. Hough beim Austritte von τ diesen Stern zuerst als 9. Grösse hinter dem Mondrande hervorkommen, erst nach fast einer Sekunde wurde der Stern plötzlich hell (4.5 Grösse). Diese Thatsache ist nur durch die Annahme zu erklären, dass zuerst ein schwacher Begleiter des Hauptsternes und dann erst dieser letztere sichtbar wurde. Die Distanz des Begleiters kann 0.4″ schwerlich übersteigen.

Der spektroskopische Doppelstern Capella. Die erste kurze Ankündigung, dass der helle Stern Capella ein spektroskopischer Doppelstern sei, wurde von H. F. Newall der Kgl. Astron. Gesellschaft zu London im November 1899 gemacht; eine ähnliche Ankündigung erschien seitens des Prof. Campbell vom Lick-Observatorium in dem Oktoberheft des Astrophysical Journal,[1]) zwei weitere Mitteilungen erschienen im Observatory.[2]) Jetzt teilt nun Newall die Ergebnisse seiner Untersuchungen der Photographien des Spektrums. mit, welche auf der Sternwarte zu Cambridge (England) erhalten worden sind.

An dem dortigen 25-zolligen Refraktor ist im Juli 1899 ein neues Spektroskop mit vier Prismen angebracht worden, und einige der frühesten Aufnahmen geschahen an dem hellen Sterne Capella. Die Definition erschien anfangs schlecht und ungenügend und veränderte sich von Nacht zu Nacht in seltsamer Weise; allein es wurde bald klar, dass diese Veränderungen reell waren und nicht Instrumentalfehlern zugeschrieben werden konnten, da die Spektra anderer Sterne wie Sirius und Procyon ausgezeichnet photographiert wurden. Nach einem vorläufigen Studium von zehn oder zwölf Photographien des Spektrums der Capella wurde klar, dass dieses Spektrum ein zusammengesetztes ist und zwei Sternen angehört. Den einen davon nennt Newall die Sonnenkomponente, wegen der Ähnlichkeit ihres Spektrums mit dem Sonnenspektrum, den andern die Procyonkomponente, weil deren Spektrum mit dem des Procyon Ähnlichkeit hat, doch ist es bei der Schwierigkeit der Unterscheidung möglich, dass diese Bezeichnungen einer Revision bedürfen. Das Spektrum der Sonnenkomponente wurde dann bezüglich der Lage

[1]) Astrophys. Journal 1899. **10.** p. 177.
[2]) Observatory 1900. p. 92—93.

seiner Linien zwischen den Wellenlängen λ 4250 und λ 4325 genau vermessen, wobei sich ergab, dass die Linien Verschiebungen zeigen, welche eine veränderliche Geschwindigkeit dieses Sternes in der Gesichtslinie zur Erde erkennen lassen. Die nachstehende Tabelle zeigt diese Geschwindigkeit relativ zur Sonne in Kilometern pro Sekunde, wobei die Bahnbewegung der Erde bereits berücksichtigt ist.

1899		M. Zt. Greenwich	Geschwindigkeit relativ zur Sonne	1899		M. Zt. Greenwich	Geschwindigkeit relativ zur Sonne
September	28	12.20	+ 2.8	November	20	9.40	49.7
Oktober	2	12.19	7.5	»	23	9.16	46.6
»	16	10.58	31.1	»	28	8.45	38.8
»	17	10.30	25.8	Dezember	1	8.47	32.9
»	18	10.54	34.7	»	2	9.6	32.9
November	1	9.55	51.1	»	11	6.40	23.0
»	6	9.12	50.4	1900			
»	6	10.43	53.3	Januar	9	5.57	9.5
»	8	9.56	53.1	»	17	12.6	12.8
»	10	9.17	55.5	»	18	12.34	20.3
»	11	10.15	55.8	»	20	12.22	23.5
»	17	9.16	51.0	»	24	12.30	28.1

Zweimal in einer gewissen Periode erscheinen die Linien einfach und scharf, Linie für Linie, und fast in jeder Beziehung erscheint das Spektrum ähnlich dem Sonnenspektrum. Dies ist der Fall, wenn die Geschwindigkeiten der beiden Komponenten gleich sind; zu allen andern Zeiten sind die Linien schlecht begrenzt, und einige erscheinen doppelt.

Die Messungen des Spektrums bezüglich der Procyonkomponente sind schwieriger, und während einer wichtigen Phase der Beobachtungen wurden die Aufnahmen leider durch schlechtes Wetter verhindert. Die Bewegungsverhältnisse dieser Komponente sind daher zur Zeit noch nicht genau anzugeben, doch meint Newall, man dürfe immerhin schliessen, dass die Massen der beiden Komponenten von Capella nicht sehr voneinander verschieden sind. Die Umlaufszeit der Sonnenkomponente ergiebt sich näherungsweise zu 104.0 Tagen, womit auch die 1897 von Prof. Campbell aufgenommenen Photographien gut übereinstimmen.

Von besonderem Interesse ist ein Bezug auf die am astrophysikalischen Observatorium zu Potsdam 1888 erhaltenen Spektralphotographien der Capella. Von 1888 Oktober 6 bis 1889 September 15 wurden dort auf Grund dieser Aufnahmen Geschwindigkeits-Bestimmungen der Capella in der Gesichtslinie erhalten. Dieselben ergaben im Mittel nach Vogel + 24.8 *km* pro Sekunde, 15 andere Aufnahmen Scheiner's ergaben + 24.1. Unter den Potsdamer Photographien werden mehrere als gut, andere als »verwaschen« oder »unscharf« bezeichnet, und in einem Falle glaubte Prof. Vogel, den Mangel an Schärfe der nicht korrekten Stellung der Kamera zuschreiben zu müssen. Zur Bestimmung der Wellenlängen der Linien im Spektrum von Capella bediente sich Prof. Scheiner zweier Spektralphotographien, die er als »ganz ausgezeichnet« bezeichnet; die eine

wurde 1888 Oktober 24, die andere 1888 Dezember 13 erhalten. Wahrscheinlich ist, so meint Newall nicht ohne Grund, der 24. Oktober 1888 eine Epoche, in welcher die Geschwindigkeit der beiden Komponenten von Capella gleich gross war, und deshalb die Linien scharf erschienen, womit auch die zweite Epoche, Dezember 13, gut stimmt. Unter dieser Voraussetzung würde die Periode des Sternes gemäss den Beobachtungen 1888 Oktober 24 und 1899 Dezember 6 104.1 Tage betragen. Weiterhin schliesst Newall aus den spektroskopischen Beobachtungen folgendes:

1. Die beiden Komponenten, welche den Stern Capella bilden, sind nahezu gleich an Masse.

2. Dieselben sind auch nicht sehr verschieden an Helligkeit.

3. Der Halbmesser der relativen Bahn beträgt mindestens 52 Millionen engl. Meilen. Da die Parallaxe der Capella nach Dr. Elkin höchstens 0.08″ beträgt, so müssen die Komponenten dieses Sternes weniger als 0.1″ voneinander entfernt stehen. Unter diesen Umständen ist die Masse der Capella kleiner als das 19 fache der Sonnenmasse. Die Helligkeit dieses Sternes muss mindestens 480 mal diejenige der Sonne übertreffen, und wenn wir die absolute Leuchtkraft beider Himmelskörper gleich setzen, so würde jede der beiden Komponenten Capellas im Durchmesser die Sonne um das 17 fache übertreffen. Es ist jedoch nicht zu vergessen, dass diese letztern Werte vorwiegend von dem angenommenen Werte für die Parallaxe der Capella abhängen, und dieser sehr zweifelhaft ist.

Der spektroskopische Doppelstern χ im Drachen. Die Thatsache, dass der Stern χ im Drachen in der Richtung der Gesichtslinie zur Erde eine unveränderliche Geschwindigkeit besitzt, wurde durch die spektrographischen Aufnahmen von Prof. Campbell zuerst festgestellt.[1])

Seit Juli 1898 sind 28 Spektrogramme dieses Sternes mittels des Mills'schen Spektrographen auf der Lick-Sternwarte erhalten worden. Dieselben erstrecken sich über mehr als eine Periode der Geschwindigkeitsänderungen, und W. H. Wright hat sie nunmehr benutzt, um daraus die Bahn des Sternes zu berechnen.[2]) Die erwähnten 28 Platten umfassen den Zeitraum von 1898 Juli 25.8 bis 1899 Oktober 16.7. Die grösste beobachtete Geschwindigkeit des Sternes beträgt + 47.2 *km*, die kleinste + 10.6. Als definitive Elemente der Bahn des Sternes fanden sich folgende:

Geschwindigkeit des ganzen Systems in der Gesichtslinie zur Erde: + 32.28 *km* ± 0.09 *km*.

Halbe grosse Axe der Bahn: 62020000 *km* ± 410000 *km*.

Exzentrizität: 0.423 ± 0.006.

Position des Periastrums: 119.0° ± 1.1°.

---

[1]) Astrophys. Journal 6. p. 291.

[2]) a. a. O. **11.** p. 131.

Umlaufszeit: 281.8 Tage $\pm 0.7^d$.

Durchgang durch das Periastrum = 1899 Juli 28.3 $\pm$ 0.5.

Das Spektrum von χ Draconis ist für genaue Messungen sehr geeignet; es gleicht demjenigen von Procyon. Die Linie $H\gamma$ ist wohl definiert, und die metallischen Linien sind äusserst scharf und gut getrennt.

Die im letzten Dezennium in der Bestimmung der Sternbewegungen in der Gesichtslinie erreichten Fortschritte sind von Prof. H. C. Vogel, der selbst auf diesem Gebiete die grössten Verdienste hat, vor der Kgl. Pr. Akademie der Wissenschaften dargelegt worden.[1])

Die Beobachtungen über die Bewegung der Nebelflecke in der Gesichtslinie zur Erde wurden 1890 und 1891 von Prof. Keeler auf der Lick-Sternwarte mit dem Gitterspektroskop angestellt. Es wurden 14 Nebel auf Bewegung untersucht, von denen neun negative, fünf positive Bewegung zur Sonne zeigten; im Durchschnitte ist die Bewegung 27 *km*, also, wenn man aus der geringen Zahl einen Schluss ziehen darf, von derselben Ordnung, wie bei den hellern Sternen. Die grösste Bewegung besitzt der planetarische Nebel G. C. 4373 H IV. 37, nämlich 65 *km* in der Sekunde. Bei dieser Gelegenheit hat Keeler auch die Bewegung in der Gesichtslinie für drei Sterne bestimmt und gefunden: für α Bootis — 6.8 $\pm$ 0.3 *km*, für α Tauri + 55.2 *km* und für α Orionis + 14 *km*. Diese Werte stimmen sehr gut mit den Potsdamer spektrographischen Messungen, welche bezw. — 7.6 *km*, + 48.5 *km* und + 17.2 *km* ergeben hatten; somit war es möglich, durch direkte Beobachtung ebenso genaue Bestimmungen von Sternbewegungen auszuführen, wie nach der spektrographischen Methode.

In Pulkowa sind mit einem Spektrographen von Belopolsky vorzugsweise Veränderliche und Doppelsterne zum Gegenstande der Untersuchung gemacht worden. Unter seinen Arbeiten sind besonders zu erwähnen die Untersuchungen über δ Cephei, bei dem er eine periodische Änderung der Bewegung einer Komponente nachwies, die mit der Periode der Lichtkurve des Sternes, $5^d\ 9^h$, übereinstimmt. Bei η Aquilae fand er gleichfalls Geschwindigkeitsänderungen, die sich aus der Periode des Lichtwechsels dieses Sternes, $7^d\ 4^h$, erklären lassen. Ferner wurde von ihm bei α Geminorum eine veränderliche Bewegung mit der Periode $2^d\ 23.5^h$ gefunden. Ausgedehnte Untersuchungen hat Belopolsky über das Spektrum von β Lyrae veröffentlicht, für welchen Doppelstern Pickering aus den Verschiebungen der Spektrallinien eine relative Geschwindigkeit der Komponenten von 65 geogr. Meilen, einen Bahnhalbmesser von 11.5 Millionen geogr. Meilen und eine Masse des Systems von 150 Sonnen berechnet hatte. Belopolsky hat aus Messungen der Wasserstofflinie $H\beta$ eine Bahngeschwindigkeit von 12 Meilen, einen Bahnhalbmesser von 2 Millionen Meilen und eine Masse von der Ordnung der Sonnenmasse berechnet. Durch spätere Messungen, die er auf die Absorptionslinie des Mg, λ 4480, beschränkte, weil diese keine Emissionslinie neben sich hat, wie die *H*-Linien, kam er zu den Werten: Geschwindigkeit = 24 geogr. Meilen, Halbmesser der Bahn = 4.3 Millionen geogr. Meilen, Abstand beider Sterne = 6.4 Millionen Meilen; Massen = 9 Sonnen. Belopolsky hat noch bei λ Tauri, ζ Geminorum und θ Ursae majoris veränderliche Bewegungen nachgewiesen und somit 7 Doppelsterne spektroskopisch ermittelt.

Auf Anregung von Poincaré in Paris hat Deslandres Untersuchungen über Bewegung der Planeten und über die Rotation des Jupiter auf

---

[1]) Sitzungsber. der Kgl. Pr. Akademie der Wissensch. 1900. p. 373.

spektrographischem Wege angestellt, welche, den Voraussetzungen entsprechend, ergaben, dass bei einem Körper, der in diffus reflektiertem Lichte leuchtet, die Linienverschiebung abhängig ist nicht nur von der Bewegung des Körpers gegen den Beobachter, sondern auch gleichzeitig von der Bewegung gegen die ihn erleuchtende Lichtquelle. Die Beobachtungen über die Jupiterrotation sind von Belopolsky bestätigt worden. Über das Saturnsystem hat Keeler durch spektrographische Aufnahmen schöne Resultate erhalten; es ging aus ihnen hervor, dass die Saturnringe aus einzelnen, kleinen Körperchen bestehen, die bei ihrer Rotation um den Zentralkörper den Keppler'schen Gesetzen folgen. Campbell, Belopolsky und Deslandres haben dies bestätigt.

Die Richtigkeit des Doppler'schen Prinzips hatte Vogel durch den Nachweis einer Verschiebung der Linien im Spektrum der vom Sonnenrande in der Nähe des Sonnenäquators zu uns gelangenden Lichtstrahlen, welche der bekannten Rotationsgeschwindigkeit entsprach, vor 29 Jahren dargethan. Mit verbesserten Instrumenten ist die Prüfung von Dunér in Lund wiederholt worden, welcher fand, dass die Wellenlängen der Lichtstrahlen thatsächlich proportional der Bewegung der Lichtquelle sich ändern. Für die verschiedenen heliozentrischen Breiten sind die beistehenden Geschwindigkeiten gefunden worden:

Hel. Br.	Geschwindigkeit	Hel. Br.	Geschwindigkeit
0.40°	1.98 ± 0.013	45.0°	1.19 ± 0.014
15.0	1.85 ± 0.0013	60.0	0.74 ± 0.012
30.0	1.58 ± 0.014	74.8	0.34 ± 0.013

Kurz vor Abschluss dieser Untersuchungen veröffentlichte Crew über denselben Gegenstand zwei Arbeiten, welche bezüglich der Sonnenrotation zu dem Ergebnisse führten, dass die Rotation der absorbierenden Schicht auf der Sonne eine gleichförmige ist, während mit Dunér's Beobachtungen eine konstante Winkelgeschwindigkeit nicht vereinbar ist. Letztere sind hingegen in guter Übereinstimmung mit dem aus der Bewegung der Sonnenflecken abgeleiteten Rotationsgesetze der Sonne.

Durch die Freigebigkeit Mills' war für das Lick-Observatorium ein Apparat gebaut, von dessen ausgezeichneten Leistungen Vogel sich durch die Prüfung einiger ihm übersandter Spektrogramme überzeugen konnte, und dessen Beschreibung er bei der Ausführung der neuen Potsdamer Apparate verwertet hat. Mit diesem Mills-Spektrographen werden auf dem Lick-Observatorium gegenwärtig systematische Beobachtungen über die Bewegung von Sternen im Visionsradius bis zu 5. Grösse ausgeführt, und Campbell hat unter etwa 300 bisher doppelt und mehrfach beobachteten Sternen bereits 16 Sterne mit veränderlicher Geschwindigkeit gefunden, so dass zur Zeit 28 Doppelsterne durch spektrographische Beobachtungen ermittelt worden sind. Vogel giebt folgende Zusammenstellung der von Campbell gefundenen Sterne mit veränderlicher Geschwindigkeit in der Gesichtslinie:

Stern	Periode
η Pegasi	$2^1/_4$ Jahre
χ Draconis	$9^1/_3$ Monate
o Leonis	$14^1/_2$ Tage
ζ Geminorum	unbekannt
ι Pegasi	mehr als 10 Tage
ϑ Draconis	mehr als 9 Tage
ε Librae	unbekannt, mehrere Monate
β Capricorni	unbekannt, lang
h Draconis	unbestimmt
λ Andromedae	etwa 20 Tage
ε Ursae min.	einige Wochen
ω Draconis	unbekannt

Stern	Periode
α Ursae min.	3.9 Tage und eine 2. längere Periode
α Aurigae	$3^1/_2$ Monate
υ Sagittarii	einige Wochen
β Herculis	unbekannt, 1 Jahr?

Mit den hier gefundenen Perioden ist die Kluft zwischen den spektroskopisch nachgewiesenen und den sichtbaren Doppelsternen, die anfänglich bezüglich der Dauer des Umlaufs bestand, ausgefüllt. »Nimmt man die grosse Anzahl von Sternen vom Algoltypus, die durch photometrische Beobachtungen im letzten Jahrzehnte entdeckt worden sind, und bei welchen die Annahme gestattet sein dürfte, dass der Lichtwechsel eine Folge der Doppelsternnatur dieser Sterne ist, bedenkt man ferner, dass diese Sterne nur dann als Veränderliche erkannt werden können, wenn die Gesichtslinie einen nur sehr geringen Winkel mit der Bahnebene macht, und auch bei den spektroskopisch nachgewiesenen Doppelsternen dieser Winkel nicht allzugross angenommen werden darf, so kann man ein Staunen über das schnelle Anwachsen der Anzahl der aufgefundenen Doppelsterne nicht unterdrücken.«

Besonderes Interesse bietet der Polarstern mit seiner doppelten Periode der Bewegung in der Gesichtslinie, weil man durch sie auf das Vorhandensein von drei Körpern geführt wird. Ferner ist sehr interessant die Entdeckung der periodischen Verdoppelung von Linien im Spektrum von α Aurigae (Capella), welches aus zwei superponierten Spektren besteht, die zu Zeiten ein Spektrum darstellen, das dem Sonnenspektrum ähnlich ist. Diese Eigentümlichkeit war in Potsdam bei den Beobachtungen dieses Spektrums nicht bemerkt worden, und erst nachträglich wurde verständlich, warum die Mehrzahl der Spektrogramme dieses Sternes verwaschen ist, und die meisten Linien verbreitert erscheinen.

»Wenn man in Betracht zieht, dass gegenwärtig Untersuchungen über Bewegung der Sterne in der Gesichtslinie von Newall in Cambridge (Engl.), von Lord auf dem Mc Millin-Observatorium (Ohio) bereits mit gutem Erfolge angestellt worden sind und weitergeführt werden, dass in Meudon ein an Grösse dem neuen Potsdamer Instrument ähnlicher Doppelrefraktor aufgestellt und mit einem Spektrographen versehen worden ist, mit dem es Deslandres bereits gelang, δ Orionis als Stern mit veränderlicher Bewegung zu erkennen, dass ferner mit dem grössten Instrumente der Welt, dem Yerkes-Refraktor in Williams Bay, und mit dem Doppelrefraktor auf dem Observatorium am Cap der guten Hoffnung von Gill derartige Beobachtungen am Südhimmel angestellt werden sollen, so kann man mit Zuversicht erwarten, dass im Laufe des neuen Jahrhunderts unsere Kenntnis über die Fixsterninsel, der wir angehören, in ähnlicher Weise erweitert werden wird, wie im Verlaufe des vorigen Jahrhunderts die über unser Sonnensystem. Die starke, nach demselben Ziele gerichtete Beteiligung mehrerer der grössten Sternwarten der Welt muss aber ganz besonders als erfreulich bezeichnet werden, denn das zu bewältigende Arbeitsquantum ist im Laufe des letzten Jahrzehnts besonders durch die Auffindung zahlreicher Sterne mit veränderlicher Geschwindigkeit in ganz unerwarteter Weise angewachsen.«

Sauerstoff und Silicium in der Atmosphäre einiger Fixsterne. Nachdem F. Mc Clean in den Spektren von β Crucis und einiger anderer Sterne neben den Helium- und Wasserstofflinien andere Liniengruppen gefunden, die mit solchen des Sauerstoffspektrums zusammenfallen, haben D. Gill und J. Lunt am neuen grossen photographischen Refraktor der Cap-Sternwarte Aufnahmen

der Spektren jener Sterne gemacht, um die Frage zu entscheiden.[1]) Was β Crucis anbelangt, so stimmen die Linien desselben völlig mit denjenigen des Sauerstoffspektrums überein (in dem Teile des Spektrums, dessen Wellenlängen zwischen $\lambda = 4250$ und $\lambda = 4580$ liegen). Von Stickstofflinien zeigte sich keine Spur, dem Kohlenstoff schreiben die Beobachter die Linie $\lambda = 4267.2$ zu, dem Magnesium die Linie $\lambda = 4486.17$. Ausserdem finden sich noch drei starke Linien ($\lambda = 4552.79$, 4567.09, 4574.68) in den Spektren von β Crucis, β und ε Canis majoris und β Centauri, deren Ursprung unbekannt ist. Mit diesen Linien hat sich noch zu gleicher Zeit J. Lunt beschäftigt[2]) und durch eine Reihe sorgfältiger Versuche festgestellt, dass sie dem Siliciumspektrum angehören. Auch zwei von Eder und Valenta im ultravioletten Teile des Siliciumspektrums gemessene Linien finden sich nach Lockyer in den Spektren von α Canis majoris, α Orionis und α Cygni, während aber bei diesen die obigen drei Siliciumlinien fehlen. Vergl. den folgenden Bericht.

Über den Ursprung gewisser Linien im Spektrum der Sterne vom Typus β Crucis und über das Spektrum des Siliciums hat Joseph Lunt einige Untersuchungen veröffentlicht.[3]) D. Gill hat vor kurzem darauf aufmerksam gemacht, dass in den Spektren von β Crucis, ε Canis majoris und einiger anderer Sterne mit ähnlichen Spektren drei Linien unbekannten Ursprunges vorhanden sind, deren Wellenlängen 4552.79, 4567.09, 4577.68 betragen. Als J. Lunt durch eine Argonröhre mit 2 *mm* Gasdruck hochgespannte Funken schlagen liess und das Spektrum derselben photographierte, fand er zu seinem Erstaunen auch das Sauerstoffspektrum und ausserdem zwei starke Linien am grünen Ende des Spektrums, welche mit den Linien im Spektrum von β Crucis übereinstimmten, und schliesslich auch die dritte. Eine vollständige Bestätigung der Übereinstimmung wurde dann durch die photographische Aufnahme des Spektrums von ε Canis majoris erhalten, bei welcher die Argonröhre das Vergleichsspektrum lieferte. Sonach war erwiesen, dass die drei Linien von bis dahin unbekanntem Ursprunge auch in dem Spektrum irdischer Stoffe auftreten. Nach einer Anzahl misslungener Versuche kam Lunt teilweise durch Zufall zu der Überzeugung, dass die drei Linien dem Spektrum des Siliciums angehören. Diese Linien kommen in der Aufzählung der Wellenlängen des Siliciumspektrums durch Eder und Valenta allerdings nicht vor, sondern diese führen als wenigst brechbare Linien dieses Spektrums die beiden mit den Wellenlängen 4131.5 und 4126.5 auf. Diese letzten Linien fand Lockyer in Photographien der Spektra von Sirius, α Cygni und Rigel und behauptete deshalb, diese Sterne enthielten in ihrer Atmosphäre Silicium.

---

[1]) Astrophys. Journal 1899. **10.** p. 272.
[2]) Astrophys. Journal 1900. **11.** p. 262.
[3]) Proc. R. Soc. **66.** p. 44—50 Astrophys. Journal **11.** No. 4 p. 262.

Merkwürdigerweise fehlen aber gerade bei ihnen die drei starken Siliciumlinien, welche Lunt in den Spektren von β Crucis und ε Canis majoris (und γ Orionis) gefunden hat.

Ein neuer veränderlicher Stern in der Jungfrau ist von Dr. Schwassmann durch Vergleichung einer Anzahl photographischer Aufnahmen, die bis 1892 zurückreichen, aufgefunden worden.[1]) Der Ort des Sternes für 1900.0 ist AR $13^h\ 2^m\ 20^s$ Dekl. — $12^0\ 37.8'$. Die bisher konstatierten Helligkeitsänderungen sind nach Dr. Schwassmann folgende:

1892	April	17	höchstens	14.	Grösse, vielleicht schwächer
1893	April	14	etwa	10.2	Grösse
1894	März	29	höchstens	14.	»
1896	April	16	etwa	12 2	»
1900	»	2	höchstens	14.	»

Über die Periode des Lichtwechsels lassen die bisherigen Aufnahmen etwas Sicheres nicht erkennen, vielleicht ist sie, wie Dr. Schwassmann glaubt, von langer Dauer.

Der Veränderliche η Argus. E. E. Markwik teilte[2]) seine ältern Beobachtungen der Helligkeit des merkwürdigen Veränderlichen η Argus mit. Dieselben wurden 1883 und 1884 zu Pietermaritzburg in Natal mit einem $2^3/_4$zölligen Refraktor angestellt und bestehen in Vergleichungen der Helligkeit des Veränderlichen mit benachbarten Sternen. Seine Helligkeit war übrigens merklich konstant während der Beobachtungszeit von Ende Dezember 1883 bis Ende Juni 1884. Markwik giebt sie für die Epoche 1884.23 im Mittel = 7.51 Grösse. Mit den Angaben von Innes[3]) kombiniert, erhält man folgende Helligkeiten des Veränderlichen für die beigesetzten Zeiten:

1884.23	7.51	Grösse
1886.2	7.60	»
1896.4	7.58	»
1897.2	7.60	»
1899.5	7.71	»

Dieser Veränderliche, der 1843 den Sirius an Glanz übertraf, ist also seit fast 16 Jahren fast unverändert 7.5 Grösse geblieben, vielleicht mit geringer Neigung zu weiterer Lichtabnahme.

Der Veränderliche Y Cygni und seine Bahn. Prof. N. C. Dunér hat diesen Veränderlichen des Algoltypus in Gemeinschaft mit Dr. Bergstrand vom April bis November 1898 beobachtet. Schon früher hat Prof. Dunér nachgewiesen, dass die Lichtänderungen desselben dadurch am besten zu erklären sind, dass zwei gleich grosse

1) Astron. Nachr. No. 3636.
2) Monthly Notices 60. p. 223.
3) Monthly Notices 59. p. 570.

und gleich helle Sterne sich um ihren gemeinsamen Schwerpunkt bewegen und einander für den Anblick von der Erde aus bei jedem Umlaufe zweimal verdecken. Dadurch entstehen zwei Lichtminima, die zeitlich sehr nahe bei einander liegen, indem die Bahn sehr exzentrisch ist. Prof Dunér unterscheidet diese Minima je nach der Epoche, zu der sie zählen, als gerade und ungerade. Unter Benutzung seiner eigenen und aller bekannt gewordenen fremden Beobachtungen hat nun Prof. Dunér die elliptischen Elemente der von den beiden Komponenten beschriebenen Bahn abgeleitet.[1]) Dieselben folgen nachstehend. Unter Hauptepoche t_0 ist die Zeit zu verstehen, wo gleichzeitig der Perihel- (möglicherweise der Aphel-) durchgang stattfand, und die Apsidenlinie der Bahn mit der Gesichtslinie zusammenfiel; unter ω der Winkel, mit welchem die Apsidenlinie während eines halben anomalistischen Umlaufes sich in der Bahnebene dreht. Als Einheit für die halbe grosse Axe der Bahn gilt der Radius der Sterne. Dass man bis auf weiteres annehmen muss, dass die Gesichtslinie exakt in der Bahnebene liege, und dass die Lage der Knotenlinie weder jetzt, noch je bestimmt werden kann, da dieselbe keinen Einfluss auf den Lichtwechsel des Sternes ausübt, ist selbstverständlich.

Elemente von Y Cygni.

Hauptepoche	$t_0 = 1885.0 + 342.8930^d$
Anomalistische Bewegung der Apsidenlinie .	$\omega = 0.035928^0$
Exzentrizität der Bahn	$e = 0.14535$
Anomalistische Umlaufszeit	$U = 2.996933^d$
Halbe grosse Axe der Bahn	$a = 8.0$

Prof. Dunér giebt eine Ephemeride der Minima für 1900, unterschieden nach der geraden und ungeraden Epoche, aus der folgendes ein Auszug ist:

Gerade Epochen.					Ungerade Epochen.				
Epochen	M. Z. Greenw.				Epochen	M. Z. Greenw.			
3266	Mai	3^d	13^h	55^m	3265	Mai	1^d	20^h	34^m
3286	Juni	2	13	1	3285	Juni	0	19	42
3306	Juli	2	12	7	3305	»	30	18	51
3326	Aug.	1	11	13	3325	Juli	30	18	0
3346	Sept.	0	10	18	3345	Aug.	29	17	9
3366	Okt.	0	9	24	3365	Sept.	28	16	18
3386	»	30	8	29	3385	Okt.	28	15	27
3406	Nov.	29	7	35	3405	Nov.	27	14	36
3426	Dez.	29	6	40	3425	Dez.	27	13	45

Wie man sieht, sagt Prof. Dunér, waren in Europa die geraden Minima von Anfang Juli ab unter besonders günstigen Umständen zu beobachten. Unter etwa ebenso vorteilhaften Bedingungen liessen sich gleichzeitig in Amerika die ungeraden beobachten. Sehr erwünscht wäre es, dass nicht nur die Zeiten der Minima, sondern auch der Dauer der Verdunkelungen und, mit Photometern, die Helligkeit des Sternes im normalen Lichte und in den Minimis ermittelt würde.

[1]) Astron. Nachr. No. 3633

Der Veränderliche T Vulpeculae. Dieser Stern, dessen Lichtwechsel 1885 von Sawyer entdeckt wurde, steht am Himmel in AR 20^h 47.2^m D + 27° 52.5′ (für 1900.0) und ist im Maximum 5.5, im Minimum 6.5 Grösse. Die Art dieses Lichtwechsels und die Dauer der Periode ist jüngst von M. Luizat auf Grund eigener Beobachtungen und derjenigen von Sawyer, Chandler und Yendell neu untersucht worden.[1]) Er findet als Epoche des Maximums 1885 Nov. 3.02 mittlerer Zeit von Paris und als Periodendauer 4.43578 Tage ± 0.00014 Tage. Die Lichtabnahme vom Maximum ab ist langsam und dauert 3.0 Tage, worauf der Stern rasch (in 1.4 Tag) sein Maximum wieder erreicht.

Photographische Untersuchungen des Lichtwechsels von β Lyrae und η Aquilae durch K. Schwarzschild. Diese beiden Sterne gehören zu den hellsten Veränderlichen von kürzerer Periode des Lichtwechsels, und dieser letztere ist daher durch zahlreiche Okularbeobachtungen recht genau bekannt. Besonders bei β Lyrae sind es die ältern Untersuchungen von Argelander, welche die Form der Lichtkurve mit einem hohen Grade von Zuverlässigkeit kennen gelehrt haben. Hiernach zeigt dieser Lichtwechsel innerhalb eines Zeitraumes von 12 Tagen 22^h zwei Minima und zwei Maxima der Helligkeit. Im kleinsten Lichte ist er 4.20 Grösse, steigt dann nach 3 Tagen 2^h bis zur Grösse 3.40, sinkt nach weitern 3 Tagen 7^h auf die Grösse 3.80 herab, steigt wieder innerhalb 3 Tagen 3^h zur Grösse 3.40 und erreicht 3 Tage 10^h später abermals das kleinste Licht, um den ganzen Turnus zu wiederholen. Der Veränderliche η Aquilae hat eine Periodendauer von 7 Tagen 4^h 14^m, und für ihn liegen ausser den ältern neuere Untersuchungen von Lockyer vor. Hiernach ist der Stern im Minimum 4.5 Grösse, steigt aber nach 2 Tagen 4^h zur 3.8 Grösse und sinkt langsam mit Schwankungen in 7 Tagen zur geringsten Helligkeit herab.

K. Schwarzschild hat nun in den Jahren 1897 und 1898 an der v. Kuffner'schen Sternwarte in Wien die Photographie zur Bestimmung der Lichtkurven der genannten Sterne in Anwendung gebracht und sehr interessante Ergebnisse erhalten.[2]) Im allgemeinen hat die Messung des Lichtes mit Hilfe seiner photographischen Wirkungen, wenn es sich um sehr schwache Lichter handelt, d. h. zur Photometrie der Sterne, keinen ihrem ersten schnellen Aufschwunge entsprechenden Fortgang genommen, besonders weil die Ausmessung der Durchmesser der Sternscheibchen nicht mit aller wünschenswerten Genauigkeit möglich ist. Schwarzschild aber hat gezeigt, dass eine beträchtliche Erhöhung der Genauigkeit erreichbar ist, wenn man die Sterne nicht im Brennpunkte, sondern etwas ausserhalb des Fokus des photographischen Instrumentes aufnimmt; ferner hat er

[1]) Astron. Nachr. No 3653.
[2]) Publikationen der v. Kuffner'schen Sternwarte 5. Wien 1900.

eine gewisse Gesetzmässigkeit im Verhalten der Bromsilbergelatine gefunden, so dass ihre Verwendung zu exakten Lichtmessungen bei der nötigen Vorsicht von neuem Aussichten bietet. Den Nachweis hierfür hat Dr. Schwarzschild durch potographische Aufnahmen und darauf begründete Bestimmungen der Sternhelligkeit in den Plejaden, der Praesepe und den Sternhaufen h und χ Persei geliefert und endlich auch photographische Aufnahmen der beiden Veränderlichen β Lyrae und η Aquilae in verschiedenen Phasen ihres Lichtwechsels gemacht. Diese letztern Beobachtungen sind von besonderem Interesse, da sie einige Anhaltspunkte für die Erklärung des Lichtwechsels dieser Sterne gewähren.

Was zunächst den Veränderlichen η Aquilae anbelangt, so findet innerhalb der Grenzen der Genauigkeit ein völliges Zusammenfallen der aus den photographischen Aufnahmen abgeleiteten Lichtkurve mit denjenigen aus den optischen Beobachtungen von Argelander, J. Schmidt und Lockyer abgeleiteten statt. Dagegen zeigt sich ein merkwürdiger Unterschied in der Grösse (Amplitude) des Lichtwechsels. Der Stern schwankt nach der photographischen Lichtkurve zwischen den Grössenklassen 4.28 und 5.57, also um 1.29 Grössenklasse, gemäss der optischen aber nur zwischen 3.82 und 4.49 Grösse, also um 0.67 Grössenklasse.

»Die Amplitude des Lichtwechsels,« sagt Dr. Schwarzschild, »ist also photographisch gerade doppelt so gross als optisch, d. h. die — photographisch vorwiegend wirksame — blaue Strahlung des Sternes ändert ihre Intensität viel stärker, als seine — vorwiegend optisch wirksame — gelbe Strahlung. Es ist ferner nach vorstehenden Zahlen η Aquilae ein »rötlicher« Stern, er ist stets photographisch schwächer als optisch, und die »Röte« wird stärker um die Zeit des Minimums. Im Maximum beträgt nämlich die Differenz zwischen optischer und photographischer Grösse 0.46^m, im Minimum 1.08^m.

Die »Röte« des Sternes ist hier nicht wörtlich zu nehmen, er zeigt in Wirklichkeit gelbliche Färbung. Obwohl bei diesen geringern Färbungsgraden die physiologischen Einflüsse der Farbe auf optische Helligkeitsmessungen und Schätzungen noch unbedeutend zu sein pflegen, liegt doch der Gedanke nahe, dass der gefundene Unterschied in der Amplitude auf solche physiologische Verhältnisse zurückzuführen sei. Bei näherem Zusehen bemerkt man indessen, dass dann gerade der entgegengesetzte Sinn des Unterschiedes eintreten müsste. Das Purkinje'sche Phänomen bewirkt, dass, wenn ein roter und ein weisser Stern beide in Wirklichkeit physikalisch im gleichen Verhältnisse schwächer werden, der rote noch mehr als der weisse an physiologischer Helligkeit zu verlieren scheint, und daraus folgt, dass die Amplitude des Lichtwechsels eines roten Sternes aus der Vergleichung mit weissen Nachbarsternen zu gross gefunden wird. Wäre also ein derartiger Einfluss bei η Aquilae wirksam, so wäre die photographische Amplitude in Wirklichkeit

nicht nur zweimal, sondern mehr als zweimal grösser, als die Amplitude des Lichtwechsels für das weniger brechbare Ende des Spektrums. Hiernach scheint die Realität jenes Unterschiedes nicht bezweifelt werden zu können. Seine Erklärung ist auf zweierlei Arten möglich. Entweder es beruht der Lichtwechsel von η Aquilae auf einer Temperaturschwankung: dann hat das Anwachsen der Temperatur zur Zeit des Maximums nicht nur eine Steigerung der Gesamtstrahlung zur Folge, sondern es muss damit nach den allgemeinen Strahlungsgesetzen auch ein Wandern der Hauptmasse der Strahlung nach kürzern Wellenlängen zu verbunden sein, der Stern muss, wie es den obigen Zahlen entspricht, blauer werden. Oder es beruht die Lichtschwankung auf der Ebbe und Flut einer absorbierenden Atmosphäre nach einer von Klinkerfues aufgestellten Hypothese. Dann wird jenes Verhalten erklärt, wenn diese Atmosphäre, genau wie die Erdatmosphäre, Blau etwa doppelt so stark als Gelb absorbiert Da die Erdatmosphäre die Helligkeit eines Zenithsternes optisch um etwa 0.2^m, photographisch um 0.4^m schwächt, so muss, um die Helligkeitsschwankung des Sternes von optisch 0.67^m und photographisch 1.29^m zu erklären, zwischen Flut und Ebbe der aus Luft bestehend gedachten Sternatmosphäre ein Druckunterschied von 3.3 irdischen Atmosphären bestehen. Eine atmosphärische Flutwirkung dieser Grösse scheint für einen Körper von den Dimensionen etwa der Sonne nicht unmöglich zu sein, auch wenn man berücksichtigt, dass bei einem flüssigen oder gasförmigen Körper keineswegs die ganze Elliptizität der Flutwelle, sondern höchstens die Differenz der Fluthöhe zwischen den verschiedenen dicht unter der Oberfläche liegenden Schichten für die Veränderlichkeit der Absorptionen in Betracht kommen kann. Der zur Erzeugung der Fluten erforderliche Begleiter ist spektroskopisch durch Linienverdoppelungen sichergestellt. Es hat daher die zweite Hypothese den Vorzug, dass sie nur von vorhandenen Ursachen Gebrauch macht.

Die Auffassung des Lichtwechsels von η Aquilae als einer einfachen Verfinsterungserscheinung durch einen vorüberziehenden Trabanten könne nur auf gekünstelte Weise das verschiedene Verhalten verschiedener Spektralgebiete erklären. Dieser Auffassung widersprechen ausserdem die Ergebnisse der spektroskopischen Beobachtung, welche zeigen, dass der Begleiter schon zwei Tage vor dem Minimum zwischen Erde und Hauptstern vorübergeht.

Aber auch die Fluthypothese bringt nicht alles in Übereinstimmung. Wie es die asymmetrische Form der Lichtkurve verlangt, ergiebt sich zwar die Bahn des Begleiters aus den spektroskopischen Beobachtungen als sehr exzentrisch. Die Lage des Perihels und die Stellung des Begleiters in der Bahn ist indessen im Verhältnisse zu den Phasen des Lichtwechsels eine so eigentümliche, dass daraus der Fluthypothese in der Klinkerfues'schen Form vielleicht doch noch Schwierigkeiten erwachsen dürften, wenn anders die Deutung der spektroskopisch beobachteten Linienverschiebungen einwandfrei ist.

Zur Erklärung der sekundären Anschwellungen der Lichtkurve zieht Lockyer einen zweiten Trabanten heran. Vielleicht könnte man auch an Eigenschwingungen der gasigen Atmosphäre des Hauptkörpers denken, die bei der Grösse dieses Körpers wohl in Perioden von der Länge mehrerer Tage vor sich gehen können.«

Was den Veränderlichen β Lyrae anbelangt, so stimmt die optische mit der photographischen Lichtkurve vorzüglich überein. Für die Hauptphasen finden sich folgende Helligkeiten in Sterngrössen: Hauptminimum 4.20, erstes Maximum 3.38, zweites Minimum 3.77, zweites Maximum 3.36. Das zweite Maximum ist also etwas heller, wie schon Argelander gefunden hatte.

»Bei β Lyrae,« sagt Schwarzschild, »kann also im Gegensatze zu η Aquilae den optischen und den photometrischen Beobachtungen zugleich durch Zurückführung des Lichtwechsels auf blosse Verfinsterungen Genüge gethan werden, und zwar in der von Myers näher ausgeführten Weise. Temperaturschwankungen und Absorptionen werden bei diesem Sterne nur in zweiter Linie in Betracht kommen. Auch die spektroskopischen Beobachtungen von Linienverschiebungen, deren Auslegung bei β Lyrae allerdings noch vielen Zweifeln unterworfen ist, lassen sich nach Tikhoff mit der Verfinsterungstheorie in Übereinstimmung bringen.

Der Veränderliche des Algoltypus Z Herculis. Dr. E. Hartwig hat diesen Stern zum Gegenstande einer eingehenden Untersuchung gemacht.[1]) Aus allen vorhandenen Beobachtungen von 1870 Juli 14 (von Dr. Engelmann zu Leipzig) bis 1897 September 28 (zu Bamberg) findet Dr. Hartwig die Dauer der Periode zu 3 Tagen $23^h\ 49^m\ 32.7^s$; Ungleichmässigkeiten dieser Dauer sind bis jetzt nicht nachweisbar. Der Verlauf des Lichtwechsels selbst ist nach seinen Erfahrungen bisher ebenfalls ein gleichmässiger. Jedoch war, bemerkt Dr. Hartwig, seit 1894 noch keine Gelegenheit geboten, ihn in allen Phasen des abnehmenden und zunehmenden Lichtes in einem Stücke ganz zu verfolgen. Diese Gelegenheiten sind überhaupt sehr selten und dann auf kleine nördliche und südliche Breiten beschränkt. Die Dauer der Lichtänderung beträgt nahe neun Stunden. Da die Deklination des Sternes $+ 15^0$ ist, erreicht sein Tagbogen nur für nördliche Breiten grössere Werte als zwölf Stunden, aber in einer für zuverlässige Beobachtungen geeigneten Höhe über dem Horizonte befindet er sich weit kürzere Zeit. Im günstigsten Falle, wenn diese Zeit die Dauer der ganzen Lichtänderung erreicht, muss der Stern gleichzeitig zu beiden Seiten des Meridians beobachtet sein, also dann, wenn er um Mitternacht kulminiert. Die Kulmination des Sternes um Mitternacht fällt aber auf die Zeit des Sommersolstitiums, in der die nördlichen Breiten ihre kürzesten Nächte haben. Es sind daher zur Beobachtung des ganzen

[1]) XVII. Bericht der naturforschenden Gesellsch. zu Bamberg 1900.

Verlaufes der Lichtänderung nur Punkte der Erdoberfläche geeignet, die kleine nördliche oder südliche Breite haben. Das Jahr 1900 bringt solchen Punkten, aber nur denen, die etwa eine Stunde westliche Länge von Greenwich haben, günstige Beobachtungsgelegenheiten, indem die Hauptminima im Juni und Juli nahe auf ihre Mitternacht fallen. Die nördlichern Sternwarten können diese Hauptminima noch sehr sicher aus beiden Zweigen der Lichtkurve bestimmen, aber Anfang und Ende der Lichtänderung fallen für sie in den Tag.

Die sekundären Minima anderseits erregen durch ihr scheinbar wechselvolles Verhalten Zweifel an der Möglichkeit einer gleichmässigen Periode auch für die Hauptminima. Ihre Beobachtung und Bestimmung ist bei ungünstigen klimatischen Verhältnissen wegen des geringen Betrages der Lichtänderung, die sich über viele Stunden hin erstreckt, sehr schwer und unsicher. Zur Klarstellung dieser Sache macht Dr. Hartwig eindringlich auf die in diesem Jahre (1900) gebotene Gelegenheit zu Beobachtungen des Sternes aufmerksam. Man kann sich dazu einer von ihm aus der Bonner Karte kopierten Sternkarte bedienen. Dieselbe bezeichnet die Vergleichssterne, und man kann mit Hilfe derselben den Veränderlichen Z von α Ophiuchi aus leicht mit dem Fernrohre auffinden.

»Was den Lichtwechsel selbst anbetrifft,« sagt Dr. Hartwig, »so ändert der Stern in den Hauptminimis seine Helligkeit um 1.2 Grösse, indem er von der normalen konstanten Helligkeit, in der um 0.2 m (m = Grössenklasse) heller als Stern a ist, bis zur Helligkeit des Sternes b abnimmt, der in der Bonner Durchmusterung als 8.0 m bezeichnet ist und nach meinen Messungen am Zöllner'schen Photometer um 1.00 m schwächer als α und um 0.78 schwächer als β ist. Qie Potsdamer Messungen geben dem Sterne α die Helligkeit 7.32 m und dem Sterne β 7.55 m, mithin folgen hieraus für b die Helligkeiten 8.32 m und 8.33 m. Der Unterschied von α und β ergiebt sich aus den Potsdamer Messungen zu 0,23 m, aus meinen zu 0.22 m.

In den sekundären Minimis des Jahres 1897 war die Minimalhelligkeit von Z Herculis niemals geringer und meist völlig gleich wie β, also 7.55 m.«

Über die Art der Lichtänderung, die Form der Lichtkurve hat Dr. Hartwig nur seine eigenen Beobachtungen zu Rate ziehen können. Er sagt u. a.: »Über das zunehmende Licht kann bis heute noch keine vollständige Beobachtung vorhanden sein. Im Jahre 1894 und 1897 ging der Stern im Spätsommer für Europa und 1895 in der gleichen Jahreszeit für Amerika unter, ehe er seine Maximalhelligkeit nach einem Minimum erreicht hatte und im Spätfrühlinge und Sommer fiel das zunehmende Licht in die Tageszeit. Im Sommer 1896 und 1899 fiel das Minimum auf solche Nachmittagsstunden für Europa, dass bei Eintritt der Nacht der Stern schon nahe die

volle Helligkeit wiedererlangt hatte. Da die Periode um einen Betrag kürzer als vier volle Tage ist, der in drei Jahren (d. i. in 274 Epochen) fast zu vollen zwei Tagen anwächst, so fallen die Minima alle drei Jahre nahe auf gleiche, und zwar um eine Viertelsunde spätere Tagesstunden, so dass die Beobachtungsverhältnisse der jedesmal dritten auf 1894 folgenden Jahre für die mitteleuropäischen und amerikanischen Orte immer ungünstiger werden, während es noch etwa 33 Jahre dauert, bis die Minima der auf 1896 folgenden je dritten Jahre günstig zu liegen kommen.

»Trotz der Unvollständigkeit der Beobachtungen des zunehmenden Lichtes ergaben doch mit ziemlicher Bestimmtheit meine Helligkeitsschätzungen von 1894 für dasselbe einen raschern Verlauf als für die Abnahme. Im kleinsten Lichte verharrt der Stern in den Hauptminimis mehr als eine Stunde lang (66^m). Für die Dauer der Abnahme dürfte wohl $4^1/_2$—5 Stunden als wahrscheinlichster Wert anzunehmen sein. Die Lichtzunahme, für die, wie gesagt, noch keine vollständige Beobachtung vorliegt, erfordert etwa vier Stunden. Zusammen beträgt daher die Hauptunterbrechung des konstanten hellsten Lichtes zwischen neun und zehn Stunden.

In den Nebenminimis währt die Unterbrechung zwischen sechs und sieben Stunden.

Sind diese Nebenminima reelle Erscheinungen, so deutet dieser Unterschied in der Dauer gegenüber den Hauptminimis auf eine starke Exzentrizität der Bahn eines diese Lichtänderungen durch Verdecken und Verstecken hervorrufenden Trabanten, deren Betrag sich aus dem Verhältnisse beider Zeiten ermitteln lässt, wenn die Annahme gemacht wird, dass die grosse Axe der Bahnellipse auf den Beschauer gerichtet ist.«

In dem zweiten Hauptteile seiner Untersuchungen beschäftigt sich Dr. Hartwig mit der Bahnberechnung des Doppelsternsystemes, welches Z Herculis und sein die Lichtschwankungen verursachender Begleiter bildet. Das Ergebnis derselben lautet dahin, dass bei diesem Sterne wie bei Algol die Lichtveränderung dem Vorübergange eines dunklen Begleiters genau entspricht. Die Neigung der Bahnebene gegen die zur Gesichtslinie senkrechte Projektionsebene ist nahe 90 Grad, und es findet daher eine vollständige Projektion des einen Körpers auf den andern bei den Vorübergängen statt. Diese vollständige Projektion, für welche die Minimalhelligkeiten die zugehörigen Lichtintensitäten ergeben, liefert in Verbindung mit der Lichtintensität des Maximums, d. h. der getrennten leuchtenden Scheiben, das Verhältniss der Halbmesser beider Körper.

Der Trabant hat 0.816 vom Durchmesser des Hauptsternes, der Halbmesser der Bahn des Trabanten ist 5.947 mal so gross als der Halbmesser des Hauptsternes, die Exzentrizität der Bahn beträgt 0.2026.

Lägen spektrographische Bestimmungen der Eigenbewegung von Z Herculis vor, so liesse sich eine direkte Berechnung der Masse,

der absoluten Dimensionen dieses Sternes, seines Begleiters und der Bahn ausführen. Solche liegen aber nicht vor. Bis dahin kann nur unter gewissen Voraussetzungen über diese Grössen etwas ermittelt werden. In Anlehnung an die Bestimmungen über Algol von Pickering und von Gyldén über die durchschnittliche Parallaxe der Sterne zweiter Grösse und unter Voraussetzung der gleichen Dichte beider Körper des Systems von Z Herkulis findet Dr. Hartwig für dieses:

»Der Algolveränderliche Z Herkulis ist ein Doppelsternsystem, dessen beide Komponenten den Kugelhalbmesser haben: Hauptstern 7 550 000 Kilometer mit der Masse = 172 Sonnenmasse und der mittlern Dichte 0.117; Trabant 6 160 257 Kilometer mit der Masse = 94 Sonnenmassen und der mittlern Dichte 0.117 mit einem Abstande ihrer Zentren von 45 296 000 Kilometern und in 3 Tagen 23 Stunden 49 Minuten 22.7 Sekunden einen Umlauf um einander vollenden. Der Abstand des Hauptkörpers vom gemeinsamen Schwerpunkte würde bei dem Massenverhältnisse 16 607 000 Kilometer betragen.

Spektrographische Beobachtungen liegen wegen der relativen Lichtschwäche noch nicht vor, sind aber von dem neuen grossen Refraktor in Potsdam zu erhoffen. Sie werden, wie es bei Algol der Fall war, die Bahngeschwindigkeit kleiner ergeben, als sie aus diesen Annahmen folgt, nämlich für den Hauptkörper v = 303 Kilometer und für den Trabanten 557 Kilometer in der Sekunde, und damit auch die Voraussetzungen nicht unbeträchtlich modifizieren.

Ein neuer veränderlicher Stern der Algolklasse ist von Madame L. Ceraski auf Photographien, die an der Moskauer Sternwarte aufgenommen waren, entdeckt worden.[1]) Der Ort des Sternes (für 1900.0) ist α 19^h 42^m 43.4^s δ $+32^0$ $27'$ $34''$. Die bisherigen Aufnahmen ergaben als Dauer der Periode 6^d 0^h 9.4^m. Der Stern ist gewöhnlich etwa 10. Grösse, im Minimum sinkt er bis zur 12. Grösse oder darunter.

Die durchschnittliche Dichtigkeit der veränderlichen Sterne des Algoltypus. G. Norris hat eine Formel entwickelt, welche gestattet, einen obern Grenzwert für die mittlere Dichte eines Veränderlichen der Algolklasse zu berechnen[2]) unabhängig von den Dimensionen des Systems, sobald nur die Dauer der Lichtänderung und die Zeitdauer von einem zum nächsten Lichtminimum, also die Länge der Periode bekannt ist. Indem er seine Berechnungsmethode auf die 17 bis dahin bekannten Veränderlichen der Algolklasse anwendet, findet er als Durchschnittswert für die mittlere Dichte derselben 0.20 der Dichte des Wassers. Obgleich man nicht vergessen

---

[1]) Astron. Nachr. No. 3614.
[2]) Astrophysical Journal 10. p. 315.

darf, dass dieses Resultat überhaupt nur unter gewissen einschränkenden Bedingungen Gültigkeit hat, ist es immerhin sehr merkwürdig. Allerdings hängt die Genauigkeit der Berechnung in hohem Grade auch von der genauen Ermittelung der Dauer der Lichtänderung ab. Würde z. B. diese Dauer bei Algol nicht $9^1/_4$ Stunden betragen, sondern, wie Prof. Vogel für möglich hält, nur $6^1/_2$ Stunden, so würde dadurch das Rechnungsergebnis für die mittlere Dichte der beiden Sterne des Systems einen fast doppelt so grossen Wert liefern. Ferner ist es nicht wahrscheinlich, dass die Bahnen der Sterne dieser Systeme völlig kreisrund sind, für elliptische Bahnen aber werden im allgemeinen die Werte für die mittlern Dichtigkeiten grösser ausfallen müssen. Die Sterne des Algoltypus: Z Herculis, Y Cygni und RS Sagittarii zeigen neben dem Hauptminimum des Lichtes innerhalb jeder Periode noch ein sekundäres Minimum. Nimmt man für die Dauer des Lichtwechsels (der Verfinsterung des einen durch den andern Stern) den Mittelwert aus der Zeitdauer des Haupt- und des sekundären Minimums, so wird der Einfluss der Elliptizität der Bahn auf das Resultat der Berechnung nahezu eliminiert. Da nun Dunér[1]) und Alex. Roberts[2]) gezeigt haben, dass in diesen Systemen die Komponenten merklich gleich an Grösse und die Vorübergänge zentral sind, so werden die berechneten mittlern Dichten doch ziemlich der Wahrheit nahe kommen. Für Z Herculis findet Russell die mittlere Dichte zu 0.728, für Y Cygni zu 0.212, für RS Sagittarii zu 0.086, wenn die Dichte des Wassers = 1.000 gesetzt wird. Immerhin bleiben also diese Dichten erheblich hinter der mittlern Dichte unserer Sonne zurück, und man darf wohl schliessen, dass die Veränderlichen des Algoltypus eine Klasse von Fixsternen bilden, deren mittlere Dichte erheblich geringer als diejenige der Sonne ist, ja möglicherweise weniger als $^1/_4$ derselben beträgt. Bestehen jene Sterne aus einem Kerne, der von einer mächtigen leuchtenden Atmosphäre umgeben wird, so muss dieser Kern natürlich entsprechend dichter sein.

Die Sterne des IV. Spektraltypus und die veränderlichen Sterne des III. Typus in ihrer Lage zur Milchstrasse bildeten den Gegenstand einer Untersuchung von T. E. Espin.[3]) Auf zwei Sternkarten wurde die Mittellinie der Milchstrasse als grösster Kreis eingetragen und diesem parallel kleinere Kreise in Abständen von je 10° gezeichnet, welche die »galaktischen« Breiten bezeichnen, und ebenso wurden auch die Linien für die »galaktischen« Längen entworfen. Nachdem dann in diese Sternkarte die Sterne des IV. Typus eingetragen wurden, liess sich leicht feststellen, wie dieselben, nach »galaktischen« Längen und Breiten verteilt sind.

---

[1]) Astrophysical Journal 1. p. 265.
[2]) Ibid. p. 373.
[3]) Astrophysical Journal 10. p. 169.

In Bezug auf die »galaktische« Länge fand sich keine besondere Gruppierung mit Ausnahme des Umstandes, dass die in Rede stehenden Sterne in der Konstellation des Schwanes sehr zahlreich sind. In Bezug auf den Abstand von der Ebene der Milchstrasse oder die »galaktische« Breite fand sich dagegen die Angabe von Dunér ganz und gar bestätigt. Die nachstehende Tabelle enthält die von Espin gefundene Verteilung dieser Sterne in Bezug auf die »galaktischen« Breiten:

Galaktische Breite	Zahl der Veränderlichen des IV. Spektraltypus		
	am Nordhimmel	am Südhimmel	zusammen
0—10°	60	63	123
10—20	24	19	43
20—30	15	12	27
30—40	4	9	13
40—50	7	1	8
50—60	1	4	5
60—70	1	1	2
70—80	2	0	2
80—90	0	1	1
total	114	110	224

Sonach entfallen auf die Zone innerhalb 20° nördlich und südlich von der Ebene der Milchstrasse volle 74% aller Sterne des IV. Spektraltypus, eine Verteilung, die ganz und gar nicht zufällig sein kann.

In ähnlicher Weise hat Espin auch die Verteilung der veränderlichen Sterne des III. Spektraltypus untersucht, dabei aber die Sterne von geringem Lichtwechsel und diejenigen, in deren Spektrum die Wasserstofflinien nicht hell erscheinen, unberücksichtigt gelassen. Das Ergebnis dieser Untersuchung zeigt die folgende Tabelle:

Galaktische Breite	Zahl der Veränderlichen des III. Spektraltypus		
	am Nordhimmel	am Südhimmel	zusammen
0—10°	25	23	48
10—20	29	25	54
20—30	32	33	65
30—40	17	29	46
40—50	10	14	24
50—60	17	15	32
60—70	10	3	13
70—80	1	4	5
80—90	1	5	6
total	142	151	293

Aus dieser Tabelle ergiebt sich nach Espin, dass diese veränderlichen Sterne eine Tendenz zu grösserer Häufigkeit an den Rändern der Milchstrasse zeigen. Indessen ist dieser Schluss angesichts der offenbar sehr unregelmässigen Verteilung dieser Sterne auf die neun galaktischen Parallelzonen doch sehr gewagt. Fasst man von obigen Zonen je drei zusammen, so findet man für den ganzen Himmel folgende Zahlen der Häufigkeit der in Rede stehenden Veränderlichen:

Galaktische Breite	Zahl der Veränderlichen am ganzen Himmel
0—30°	167
30—60	102
60—90	24

Bei zufälliger Verteilung dieser Sterne würde ihre Anzahl in den einzelnen Zonen sein resp. 146, 107, 39. Die Unterschiede sind also gering. Anderseits zeigt sich eine bestimmte Tendenz zu häufigem Vorkommen dieser Sterne in den Sternbildern Delphin, Schwan, Kl. Hund, Wage und Schütze. Während also die Sterne des IV. Spektraltypus ganz bestimmt eine gewisse Beziehung der Lage zur Ebene der Milchstrasse haben, ist dies für die Veränderlichen des III. Typus zweifelhaft, aber diese scheinen in verschiedenen Richtungen gruppenweise häufiger aufzutreten.

Der Lichtwechsel veränderlicher Sterne in Sternhaufen. Prof. Edw. Pickering teilt interessante neue Thatsachen über die Helligkeitsänderung von Sternen in Sternhaufen mit.[1])

Schon früher hat er darauf hingewiesen, dass das Verhältnis der veränderlichen Sterne zu den nichtveränderlichen in dem Sternhaufen Messier 3 (in den Jagdhunden, α 13^h 38^m $\delta + 28^0$ $53'$) grösser ist als bei irgend einem andern Sternhaufen. Da das Objekt indessen für Arequipa niedrig über dem Horizonte steht, und die Sterne sehr lichtschwach sind, so erfordert seine photographische Aufnahme dort am 13-zolligen Boyden-Refraktor nicht weniger als 90 Minuten Exposition. Da aber anderseits der Lichtwechsel mehrerer dieser Sterne sehr rasch ist, so sind behufs Bestimmung desselben Aufnahmen von kürzerer Expositionsdauer notwendig. Auf Ersuchen von Prof. Pickering hat deshalb Prof. James E. Keeler auf der Lick-Sternwarte mit dem grossen Crossley-Reflektor eine Reihe photographischer Aufnahmen dieses Sternhaufens ausgeführt. Dieselben wurden am 20. und 21. Mai 1900 erhalten, die erste Platte mit 60 Minuten Expositionsdauer, darauf 24 Platten mit je 10 Minuten. Die Untersuchung dieser Platten ist von Prof. Bailey ausgeführt worden und hat folgende Ergebnisse geliefert.

Es wurden drei Veränderliche, welche die Nummern 11, 96 und 119 führen, geprüft, auf Platten, welche nach M. Greenw. Zeit von 17^h 42^m 46^s — 20^h 24^m 18^s in der Nacht des 20. Mai und

[1]) Harvard College Observatory Circular No. 52.

von $17^h\ 2^m\ 38^s$ — $20^h\ 53^m\ 27^s$ in der folgenden Nacht exponiert waren. Diese Zeiträume umfassen für jeden der drei bezeichneten Sterne wenigstens einmal das ganze Intervall vom Minimum bis zum Maximum seiner Helligkeit in jeder Nacht. Die nämlichen Sterne wurden auf 49 Platten untersucht, welche zu Arequipa in den Jahren 1895—1899 erhalten waren, und aus dem sämtlichen Materiale folgende Perioden des Lichtwechsels abgeleitet:

Stern No. 11	$12^h\ 12^m\ 25^s$
Stern No. 96	12 0 15
Stern No. 119	12 24 31

Bei der folgenden Untersuchung über die Lichtzunahme dieser Sterne sind dagegen nur die von Prof. Keeler in der Nacht des 21. Mai erhaltenen Aufnahmen mit 10 Minuten Exposition benutzt worden.

Die Helligkeitsbestimmungen geschahen dabei nach Argelander's Methode durch Schätzung von Unterschieden gegen benachbarte Sterne. Der kleinste noch wahrnehmbare Helligkeitsunterschied wird dabei als eine Stufe bezeichnet, und im allgemeinen entsprechen zehn Stufen dem Unterschiede einer Grössenklasse.

Es fand sich, dass die totale Lichtzunahme des Sternes No. 11 17.5 Stufen in 70 Minuten Zeit beträgt, des Sternes No. 96 16.7 Stufen in 60 Minuten und des Sternes No. 119 17.0 Stufen in 80 Minuten. Die grösste Lichtzunahme während eines Zeitintervalles von 5 Minuten beträgt 1.9 Stufen bei dem Sterne No. 11; 2.5 Stufen bei dem Sterne No. 96, 1.5 Stufen bei dem Sterne No. 119. Während 30 Minuten nimmt No. 11 um 10.9 Stufen an Licht zu oder 21.8 Stufen pro Stunde; ebenso No. 96 25.6 Stufen pro Stunde und No. 119 17.2 Stufen pro Stunde. Die grösste Geschwindigkeit der Lichtzunahme steigt bei dem Sterne No. 96 auf mehr als $2^1/_2$ Grössenklassen pro Stunde, die rascheste Lichtänderung, welche bis jetzt bei irgend einem Veränderlichen bekannt ist. Zu Beginn und gegen Ende der Lichtzunahme geschieht dieselbe indessen relativ langsam. Im allgemeinen findet sich, dass die Dauer der Periode und die Art des Lichtwechsels bei diesen Sternen ähnlich ist wie bei manchen Veränderlichen in dem Sternhaufen Messier 5 und ω Centauri. Mehrere andere Veränderliche in dem Sternhaufen Messier 3 haben ebenfalls Perioden, deren Dauer etwa einen halben Tag beträgt.

J. J. Wilsing's Untersuchungen über das Spektrum des neuen Sternes im Fuhrmann (1892). Von den sogenannten »neuen« Sternen hat keiner eine so reiche Ausbeute an spektroskopischen Untersuchungen geliefert als die Nova Aurigae, welche in den Frühstunden des 24. Januar 1892 von Dr. Anderson entdeckt wurde. Diese spektroskopischen Beobachtungen ergaben das merkwürdige Resultat, dass in dem Spektrum der Nova zahlreiche Doppellinien vorhanden waren, bestehend aus einer hellen und einer

an der brechbarern Kante derselben sichtbaren dunklen Linie. Die Deutung dieses Doppelspektrums ging unter Bezugnahme auf das sogenannte Doppler'sche Prinzip dahin, dass es sich bei dem Vorgange, welcher das Aufleuchten der Nova zur Folge hatte, um Kollisionen zweier (oder mehrerer) kosmischen Massen handle, wobei einem der Sterne ein Spektrum mit hellen, dem andern ein solches mit dunklen Linien zuzuschreiben sei. Diese Deutung führte auf relative Geschwindigkeiten beider Körper von 150—200 geogr. Meilen in der Sekunde, und da diese monatelang unverändert fortdauerten, musste man notwendig ungeheuer grosse Massen des in Glut geratenen Sternsystems annehmen. Diese Schwierigkeit wäre nicht unüberwindlich gewesen, allein der Umstand, dass die 1893 erschienene Nova Normae ebenfalls ein Doppelspektrum zeigte, das aus hellen und dunklen in gleicher Richtung, wie bei der Nova Aurigae gegeneinander verschobenen Linien bestand, ferner, dass der Stern P Cygni (die im Jahre 1600 sichtbar gewordene und noch heute vorhandene Nova) ähnliche Doppellinien zeigt, musste Bedenken gegen die Richtigkeit der angegebenen Deutung dieser Doppelspektra erregen. Unter diesen Umständen ist die von Prof. J. Wilsing durchgeführte Untersuchung der Frage von grösster Wichtigkeit: »ob sich nicht das anscheinend für die Neuen Sterne typische Spektrum physikalisch als eine durch die besondern Umstände der Lichtentwickelung bedingte Modifikation des normalen Spektrums auffassen lässt.« Über die Ergebnisse seiner Untersuchung hat Prof. Wilsing bereits vor einiger Zeit in Kürze berichtet. Ausführlich legt er dieselben nun in den »Publikationen des astrophysikalischen Observatoriums zu Potsdam«[1]) dar, auf die an dieser Stelle näher eingegangen werden soll.

»Wenn man«, sagt Prof. Wilsing, »im Anschlusse an die Zöllner'sche Hypothese annimmt, dass die Nova am Ende der Vogel'schen typischen Entwickelungsreihe der Fixsterne angelangt sei, so muss man folgern, dass sich in dem weit vorgeschrittenen Stadium der Abkühlung die schwerer flüchtigen Metalle bereits aus der Atmosphäre zum grössten Teile niedergeschlagen haben, und dass letztere ausser Wasserstoff und andern gasförmigen Elementen schon chemische Verbindungen enthält. In dieser gasförmigen Hülle kann trotz der niedrigen Temperatur besonders infolge elektrischer Entladungen Lichtentwickelung stattfinden, da E. Wiedemann's[2]) Versuche gezeigt haben, dass die Temperatur der in Geissler'schen Röhren leuchtenden Gase unter Umständen noch nicht 100° C. beträgt. Übereinstimmend damit fand Hasselberg,[3]) als er Drähte von einer

[1]) No. 40. 12. 2. Stück.

[2]) Über das Leuchten der Gase durch elektrische Entladungen. Wied. Ann. 6.

[3]) Über das durch elektrische Erregung erzeugte Leuchten der Gase — Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg. 27.

Funkenstrecke zu den äussern Stanniolbelegungen einer elektrodenlosen Geissler'schen Röhre führte, also die Röhre zwischen die Endplatten eines Hertz'schen primären Leiters brachte, dass die mit der Lichtentwickelung verbundene Temperaturerhöhung bei Wasserstoffgas nur etwa 10—20° C. betrug, und schloss aus diesen Versuchen, dass das Leuchten der Nebelmaterie wohl als eine elektrische Strahlung betrachtet werden dürfe, ebenso wie er durch die Vergleichung des Flammenspektrums mit dem elektrischen Spektrum der Kohlenwasserstoffe zu der Annahme einer elektrischen Strahlung bei den Kometen geführt wurde. Später hat durch die Hertz'sche Entdeckung elektrischer Ätherwellen und ihrer nahen Beziehung zu den Lichtwellen die Annahme einer elektromagnetischen Strahlung im Weltraume eine weitere Stütze gewonnen. Besonders eingehend hat E. Wiedemann[1]) alle hierher gehörigen, von ihm Lumineszenz genannten Leuchtprozesse, also die Elektrolumineszenz-, Fluoreszenz- und Phosphoreszenzerscheinungen untersucht, welche ohne entsprechende Temperatursteigerung durch Einwirkung äusserer Ursachen zustandekommen. Nach den Versuchen von E. Wiedemann und G. C. Schmidt[2]) scheint fast allen Körpern ein gewisser Grad von Fluoreszenzvermögen zuzukommen, und zeigen nicht nur organische Substanzen in gasförmigem, flüssigem und festem Zustande Fluoreszenzerscheinungen, sondern auch zahlreiche anorganische Körper entwickeln intensive Kathodolumineszenz. Von besonderem Interesse ist aber, dass auch Natrium- und Kaliumdämpfe hell zu fluoreszieren vermögen, nachdem bereits von Lommel[3]) diese Eigenschaft für Joddampf nachgewiesen hatte, und dass im Fluoreszenzspektrum des Natriums ausser einem kannelierten Bande auch die gelbe Doppellinie auftritt. Auch im Elektrolumineszenzspektrum wurde ein ähnliches Band beobachtet, wenn die Dämpfe durch oszillatorische Entladungen zum Leuchten gebracht wurden. Für alle diese Erscheinungen verliert der Kirchhoff'sche Satz über das Verhältnis von Emission und Absorption seine Gültigkeit, da die von den lumineszierenden Substanzen ausgehenden Strahlen meist weniger brechbar sind, als die absorbierten. Infolgedessen rückt das Emissionsspektrum mit Bezug auf das Absorptionsspektrum nach dem wenig brechbaren Ende hin, und es entstehen Doppelbänder wie sie im Spektrum der Nova beobachtet worden sind . . .«

Für die Lumineszenzprozesse, welche bisher zur Erklärung der Doppellinien im Spektrum der Nova herangezogen wurden, hat das

---

[1]) Über Fluoreszenz. Wied. Ann. 34. — Zur Mechanik des Leuchtens. Wied. Ann. 37.

[2]) Über Lichtemission organischer Substanzen in gasförmigem, flüssigem und festem Zustande. Wied. Ann. 56. — Über Lumineszenz von festen Körpern und festen Lösungen. Wied. Ann. 56. — Beiträge zur Kenntnis der Fluoreszenz des Natrium- und Kaliumdampfes und Bedeutung dieser Thatsache für die Astrophysik. Wied. Ann. 57.

[3]) Die Fluoreszenz des Joddampfes. Wied. Ann. 19.

Kirchhoff'sche Gesetz, wie bereits hervorgehoben wurde, keine Gültigkeit. Dagegen kann man, von den durch Drucksteigerung bewirkten Verschiebungen ausgehend, auch zu einer Erklärung der Doppellinien gelangen, welche mit dem Kirchhoff'schen Gesetze nicht in Widerspruch steht. Mit den geringen Änderungen der Wellenlängen, welche Humphreys und Mohler bei zwölf Atmosphären Druck (durchschnittlich 0.005 $\mu\mu$) beobachteten, lassen sich allerdings die mehrere Hundert Male grössern Linienverschiebungen im Spektrum der Nova nicht vergleichen, da nach Vogel die relative Verschiebung der hellen und dunklen Linien 1 — 2 $\mu\mu$ betrug.

Quantitativ durchaus vergleichbare Verschiebungen habe ich[1]) indessen im Spektrum der Funkenentladung zwischen Metallelektroden in Flüssigkeiten gefunden. Die starken Spannungen, welche bei den explosionsartigen Entladungen auftreten, bewirken, dass die Linien zu breiten Bändern ausgezogen und zugleich so stark nach Rot verschoben werden, dass sie in einzelnen Fällen ganz ausserhalb der Linien im normalen Spektrum der Funkenentladung liegen. Von besonderem Interesse sind aber in diesen Spektren zahlreiche Doppellinien, welche mit den Linien im Spektrum der Nova grosse Ähnlichkeit haben, insofern in beiden Fällen die helle Linie weniger brechbar ist, als die dunkle. Diese Doppellinien lassen sich nun vom Standpunkte des Kirchhoff'schen Gesetzes durch Schichtenbildung erklären, wenn die Strahlung der heissen und stark komprimierten Gasmassen in der Nähe der Elektroden, welche ein Spektrum mit stark verschobenen und verbreiterten Linien liefern, durch kühlere und unter geringerem Drucke stehende Gasschichten absorbiert wird.«

Sonach kann man die Entstehung von Doppellinien im Spektrum der Nova auf zwei verschiedene Arten physikalisch erklären, nämlich erstens durch mechanische Drucksteigerung in der Umgebung der leuchtenden Moleküle und Schichtung verschieden heisser und dichter Gasmassen und zweitens durch Lumineszenzstrahlung bei niedriger Temperatur.

Wenn die Duplizität der Wasserstofflinien im Spektrum der Nova als eine Folge hohen Druckes betrachtet wird, so ergiebt sich, wie Prof. Wilsing des Nähern zeigt, als notwendige Konsequenz, dass die Temperatur der Photosphäre eine verhältnismässig niedrige gewesen ist. »Daher konnten im allgemeinen die Dämpfe der schwerflüchtigen Metalle nicht bestehen, obwohl das Vorkommen lokaler, den Protuberanzen ähnlicher Anhäufungen aus der Tiefe emporgerissener Metalldämpfe nicht auszuschliessen ist. Nach Campbell sind nur anfänglich Natriumdämpfe in glühendem Zustande vorhanden gewesen; bald verschwand aber die gelbe Linie des Natriums im Sternspektrum, und es trat eine etwas brechbarere Linie hervor,

[1]) Sitzungsber. der Königl. Preuss. Akademie der Wissenschaften zu Berlin. 24. 1899.

die mit einer der hellsten Linien im Wasserstoffspektrum nahe zusammenfiel. Eine ganz analoge Veränderung des Spektrums wurde aber von Vogel[1]) beim Kometen Wells beobachtet, insofern mit dem Aufleuchten der Natriumlinien in der Sonnennähe eine merkliche Helligkeitsabnahme der Kohlenwasserstoffbänder verbunden war. Diese Verdrängung[2]) des einen Spektrums durch das andere ist für die elektrische Lichtentwickelung charakteristisch, und nach Hasselberg[3]) leiten in einem Gemisch von Kohlenwasserstoff- und Natriumdämpfen wesentlich letztere die Entladung, während die Anwesenheit von Natriumdampf in der Kohlenwasserstoffflamme die Entwickelung des Kohlenwasserstoffspektrums in keiner Weise beeinträchtigt. Unter der Annahme, dass die Temperatur in der Photosphäre der Nova verhältnismässig niedrig gewesen ist, hat man hier an spannungslose Glimmentladungen zu denken, welche zugleich die Bildung des vollständigen Wasserstoffspektrums begünstigen.« Prof. Wilsing hat deshalb eine Vergleichung des Spektrums der Photosphäre und des Wasserstoffspektrums vorgenommen und zeigt, dass thatsächlich ausser der eben erwähnten gelben Linie zahlreiche charakteristische Linien des Wasserstoffspektrums mit Linien im Spektrum der Nova zusammenfallen.

Ferner hat er spezielle Untersuchungen über die Veränderungen angestellt, welche das Wasserstoffspektrum in Geissler'schen Röhren bei verschiedenem Druck und verschiedener Art der Lichterregung der Röhren erfährt. Aus den mit allen Details mitgeteilten Bestimmungen ergiebt sich eine merkliche Verschiebung, die nach dem weniger brechbaren Ende des Spektrums gerichtet ist, sobald der Druck zunimmt. Bei der Identifizierung der Linien im Spektrum der Nova Aurigae berücksichtigt Prof. Wilsing, von der entwickelten Hypothese ausgehend, nur das Wasserstoffspektrum, das Spektrum der Chromosphäre und das Spektrum der leichtflüchtigen Metalle Natrium und Magnesium. Ferner beschränkt er sich bei der Vergleichung auf die hellsten Linien, resp. Liniengruppen in beiden Spektren, da auf die Übereinstimmung der zahlreichen, von einzelnen Beobachtern gemessenen schwächern Linien bei der grössern Unsicherheit ihrer Bestimmung im Spektrum der Nova und bei dem Linienreichtume des Wasserstoffspektrums weniger Gewicht zu legen ist. Denjenigen Teil der Verschiebungen der Linien, welcher nach dem Doppler'schen Prinzip als eine Folge der Bewegung der Nova in der Richtung des Visionsradius anzusehen ist, vernachlässigt er

[1]) Über das Spektrum des Kometen Wells. Astron. Nachr. **102.** Fernere Beobachtungen über das Spektrum des Kometen Wells. Astron. Nachr. **102.**

[2]) E. Wiedemann, Untersuchungen über die Natur der Spektra. Wied. Ann. **5.**

[3]) Über die Spektra der Kometen und ihre Beziehungen zu denjenigen gewisser Kohlenverbindungen. Mém. de l'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg. **28.**

als unmerklich gegenüber den Änderungen der Wellenlängen, welche auf physikalische Ursachen zurückzuführen sind.

Wilsing giebt in einer Tabelle eine Zusammenstellung der Wasserstofflinien nach Ames und Hasselberg und nach seinen eigenen Messungen, sowie die Wellenlängen einiger dem Chromosphären- und Cleveïtgase angehöriger Linien, endlich die von Vogel im Spektrum der Nova bestimmten Wellenlängen von Linien und Streifen. »Die in Potsdam angefertigten Spektrogramme der Nova umfassen den von λ 380 $\mu\mu$ bis λ 490 $\mu\mu$ reichenden Teil des Spektrums. Berücksichtigt man nur die hellsten Linien in diesem Teile des Wasserstoffspektrums, also abgesehen von den Hauptlinien die Linien bei λ 407 $\mu\mu$, λ 416 $\mu\mu$, λ 418 $\mu\mu$, λ 421 $\mu\mu$, λ 456 $\mu\mu$, λ 458 $\mu\mu$, λ 463 $\mu\mu$ und λ 493 $\mu\mu$, so ergiebt sich, dass allen diesen Linien mit Ausnahme von λ 421 $\mu\mu$ helle Bänder im Sternspektrum entsprechen, wenn auch die Linien bei λ 463 $\mu\mu$ und λ 493 $\mu\mu$ besser mit hellen Chromosphärenlinien übereinstimmen. Indessen liegt letztere Linie, welche von Vogel nur auf einer Platte gemessen worden ist, dicht am Ende des Spektrums, wo die Empfindlichkeit der Schicht nach Rot rasch abnimmt, so dass bei der Breite der Linie eine scheinbare Verschiebung der Linienmitte nach Violett nicht ganz ausgeschlossen ist.

Im optischen Teile des Spektrums der Nova entsprechen die Linien bei λ 501.7 $\mu\mu$ und λ 588.6 $\mu\mu$ den besonders charakteristischen Gruppen des Wasserstoffspektrums im Grün und Gelb, während die Linien bei λ 516.7 $\mu\mu$, λ 531.7 $\mu\mu$ und λ 705 $\mu\mu$ dem Magnesium-, Korona- und Cleveïtspektrum angehören dürften. Noch deutlicher tritt die Ähnlichkeit des Spektrums der Nova mit dem Spektrum des betreffenden Gasgemisches hervor bei Betrachtung der mit grösserer Zerstreuung angestellten Beobachtungen und Messungen von Becker, Belopolsky, Campbell, Huggins, Sidgreaves u. a.«

Wilsing stellt in einer Tabelle die von verschiedenen Beobachtern für die hellsten Linien im Spektrum der Nova gefundenen Wellenlängen mit denen von Linien des Wasserstoffspektrums zusammen. »Ganz besondere Aufmerksamkeit haben Sir William Huggins und Lady Huggins der Linie λ 501 $\mu\mu$ zugewandt. Durch Vergleichung mit dem Stickstoff- und dem Bleispektrum konnte zunächst festgestellt werden, dass die sehr breite Linie im Spektrum der Nova erheblich weniger brechbar war, als die Hauptnebenlinie, und ihr die Wellenlänge λ 501.4 $\mu\mu$ zukam. In der spätern Erscheinung der Nova Februar 1893 gelang es, die breite Linie in eine Liniengruppe aufzulösen.« Im Spektrum der Nova sind ferner die Koronalinie und einige andere hellere Chromosphärenlinien in der Nähe derselben gesehen worden; auch fallen einige Linien zwischen λ 554 $\mu\mu$ und λ 576 $\mu\mu$ nahe mit den Fundamentallinien Hasselberg's zusammen, welche als besonders leicht erkennbare Linien im Wasserstoffspektrum zu bezeichnen sind. »Von be-

sonderem Interesse ist aber die helle Gruppe bei λ 589 $\mu\mu$ im Sternspektrum, da hier die für den optischen Teil des zweiten Wasserstoffspektrums charakteristische Doppellinie liegt. Man darf wohl mit Sicherheit annehmen, dass diese Linie von mehrern Beobachtern gesehen worden ist, obwohl anfänglich auch die Natriumlinien sichtbar waren, und erst bei deren Verschwinden die Doppellinie des Wasserstoffspektrums deutlicher hervortrat. Endlich dürfte D_3, ebenso wie die gleichfalls dem Heliumspektrum angehörige Chromosphärenlinie λ 705 $\mu\mu$ im Spektrum der Nova vorhanden gewesen sein.«

Von den hellern Linien des Sternspektrums bespricht Wilsing noch die Linie bei λ 517 $\mu\mu$. »Huggins hat die Linie mit dem grünen Bande im Kohlenwasserstoffspektrum direkt verglichen und eine geringe Verschiebung der Intensitätsmaxima beider Objekte gefunden, wie sie auch in den Kometenspektren vorkommt, welchen wie dem Sternspektrum das rote und das gelbe Band des Kohlenwasserstoffes fehlen. Da von Becker, Campbell und Sidgreaves ausserdem Linien gemessen worden sind, die mit den Anfangslinien des blauen Kohlenwasserstoffes bei λ 474 $\mu\mu$ gut übereinstimmen, und da die Linie bei λ 431 $\mu\mu$ im Sternspektrum mit der Kante des violetten Kohlenwasserstoffbandes zusammenfällt, so ist das Vorhandensein von Kohlenwasserstoff in der Photosphäre der Nova nicht unwahrscheinlich. Indessen unterschied sich die Linie λ 517 $\mu\mu$ doch insofern wesentlich von dem Kohlenwasserstoffbande, als die nach Violett gelegene Kante der Linie schärfer begrenzt war, während bei den Kohlenwasserstoffbändern das Umgekehrte der Fall ist. Nun liegt ausser dem Kohlenwasserstoffbande noch die b-Gruppe des Magnesiumspektrums in der Nähe der Sternlinie, und zwar fiel letztere nach der Beobachtung von Huggins nahe mit dem brechbarern Paare zusammen, hatte aber sonst keine Ähnlichkeit mit dem erwähnten Triplet. Ebensowenig schien sie mit dem Bande des von Liveing und Dewar beschriebenen Magnesium-Wasserstoffspektrums identisch zu sein, da dessen Bänder, wie die Kohlenwasserstoffbänder nach Rot scharf begrenzt und nach Violett verwaschen sind. Indessen tritt nach Wilsing's Versuchen bei hohem Drucke, wie er beim Übergange des Funkens zwischen Magnesiumelektroden unter Wasser vorhanden ist, an die Stelle der b-Gruppe ein breites, nach Rot verwaschenes Band, dessen nach Violett gelegene, ziemlich scharf begrenzte Kante etwas brechbarer ist als b_3, und das deshalb nach Lage und Aussehen recht gut der Sternlinie entspricht. Da sich verschiedene Linien desselben Metallspektrums, wenn die Dämpfe unter hohem Drucke stehen, häufig ganz verschieden verhalten, so ist es nicht auffallend, wenn das Triplet des Magnesiumspektrums im Violett nicht sichtbar war.«

»In dem weniger brechbaren Teile des Spektrums der Nova ist besonders von Becker noch eine Reihe von Linien gemessen worden, die Hasselberg'schen Fundamentallinien entsprechen würden, wenn man annehmen wollte, dass die Wellenlängen von Becker in dieser

Gegend des Spektrums zu gross gemessen worden sind, wie auch die Wellenlängen der Linien λ 501 $\mu\mu$, λ 517 $\mu\mu$ und λ 531 $\mu\mu$ von Becker grösser angegeben werden als von andern Beobachtern.«

»In der Zeit bis zur zweiten Erscheinung hat das Spektrum der Nova bedeutende Veränderungen erfahren und war nach Campbell und von Gothard[1]) dem Spektrum der planetarischen Nebel sehr ähnlich geworden, unter der Voraussetzung einer der frühern entgegengesetzten Verschiebung der Linien im Sternspektrum von 0.5 $\mu\mu$ nach Violett. Die Vergleichung des Spektrums der Nova mit dem Spektrum der planetarischen Nebel ergiebt eine Übereinstimmung mit der hier entwickelten Hypothese insofern, als letztere die Lichtentwickelung in dieser Epoche gasförmigen Elementen mit Ausschluss von Metalldämpfen zuschreibt, welche bei verhältnismässig niedriger Temperatur lumineszieren. Doch dürfen die Unterschiede der Spektra in beiden Epochen im allgemeinen nicht als Änderung in der Verschiebung der Liniensysteme betrachtet werden, sondern sind auf Änderungen in der Zusammensetzung der leuchtenden Gasmassen zurückzuführen, wie sie mit der Abnahme von Temperatur und Spannung verbunden sind, und welche in ähnlicher Weise, wie es bei den Natriumlinien beobachtet wurde, das Verschwinden bestimmter Linien zur Folge hatten, während die Linien anderer Bestandteile an Intensität zunahmen.«

Neuer Stern im Adler. Prof. Pickering teilt mit, dass Mrs. Fleming auf Photographien vom April 1899 das Vorhandensein einer Nova im Adler nachgewiesen. Der Ort des Sternes ist Rektasz. = $19^h\ 15^m\ 16^s$ Dekl. = $-0^0\ 19'$. Er war anfangs 8. Grösse und erscheint gegenwärtig als Nebel 12. Grösse. Der Stern ist auf 16 Photographien enthalten.

In einer zweiten Mitteilung[2]) ergänzt Prof. Pickering seine Angaben in folgender Weise.

Der Stern findet sich nicht auf 96 Platten, die zwischen 21. August 1886 und 1. November 1898 erhalten wurden, obgleich diese Sterne 13. Grösse enthalten. Dagegen erscheint er auf 18 Platten aus der Zeit vom 21. April 1899 bis 27. Oktober 1899. Am 21. April war er 7. Grösse, am 27. Oktober dagegen 10. Grösse. Zwei Photographien, die am 7. und 9. Juli 1900 erhalten wurden, zeigen den Stern noch, aber seine photographische Helligkeit ist 11.5 Grösse. Eine am 3. Juli 1899 aufgenommene Photographie zeigt, dass das Spektrum des neuen Sternes demjenigen der frühern neuen Sterne gleicht, während eine am 27. Oktober 1899 erhaltene Photographie das Spektrum gleich demjenigen der Gasnebel zeigt. Am 9. Juli 1900 wurde das Objekt am 15-zolligen Refraktor von Prof. Wendell beobachtet; er schätzte den Stern 11.5—12. Grösse und bestätigte den monochromatischen Charakter seines Spektrums.

---

[1]) Mathem. u. naturw. Berichte **10.** Budapest 1892.
[2]) Astron. Nachr. No. 3664.

Prof. Deichmüller in Bonn macht darauf aufmerksam,[1]) dass die Nova im Adler, welche von Prof. Pickering angezeigt worden ist, möglicherweise ein Veränderlicher von sehr langer Periode sein könnte. Es sei nämlich nicht ausgeschlossen, dass eine Beobachtung von Schoenfeld am 8. Juli 1853 sich auf die Nova beziehe. Damals wurde von diesem bei klarer Luft ein Stern 9.5 Grösse bei den Sternzonenbeobachtungen aufgenommen und seinem Orte nach bestimmt, der aber, wie Prof. Deichmüller feststellen konnte, an diesem Orte nicht vorhanden ist. Nimmt man indessen an, dass bei der Ablesung der Einstellung am Fernrohr ein Irrtum um einen Teilstrich stattfand, so erhält man für 1855 die Position: Rektasz. $19^h\ 12^m\ 55.2^s$ Dekl. $-0^0\ 24.0'$. Diese Position würde innerhalb der geringen Genauigkeit der Zonenbeobachtungen überhaupt auf den Ort der Nova passen. »Obwohl nun,« schreibt Prof. Deichmüller weiter, »das Spektrum des neuen Sternes mit dem der Nova Cygni (1876) insofern übereinstimmt, als es in der Lichtschwäche des Sternes $= 11^m$, wie jenes, monochromatisch erscheint (während es anderseits von dem der Nova Andromedae abweicht), und obwohl der Stern auf zahlreichen Harvardphotogrammen jener Gegend von 1886—1898 fehlt, so wird sich die Entscheidung darüber, ob ein neuer Stern im gebräuchlichen Sinne oder ein gewöhnlicher Veränderlicher langer Periode vorliegt, doch erst nach einiger Zeit treffen lassen. Auch von den neuen Sternen, die Espin im Jahre 1888 und Gore 1885 angekündigt hatten, konnte ich[2]) ältere Beobachtungen nachweisen und damit zeigen, dass es gewöhnliche Veränderliche waren.

Wenn sich der Stern aber als eine Nova erweist, so verstärkt er noch weiter die von Prof. Pickering und Prof. Seeliger aufgestellte und begründete These, wonach die meisten neuen Sterne in der Nähe der Milchstrasse stehen; denn seine galaktische Breite ergiebt sich, unter Annahme der von Prof. Seeliger adoptierten Lage des Milchstrassenpoles nach Houzeau, zu -5.5^0.

Noch deutlicher tritt aber die nahe Beziehung der neuen Sterne zu den sternreichsten Gegenden des Himmels hervor, wenn man die Annahme, dass die Mitte der Milchstrasse nahe einen grössten Kreis am Himmel bildet, mit Rücksicht auf die geringe Zahl der neuen Sterne hierbei fallen lässt und direkt die Örter der neuen Sterne mit der thatsächlichen Sternfülle ihrer Umgebung vergleicht. Dann zeigt sich, dass die Nova Aquilae in einem sehr viel sterndichtern Teile der Milchstrasse steht als die benachbarten Sterne von kleinerer positiver galaktischer Breite, und auch die starke galaktische Breite (-21.9^0) der Nova Andromedae widerspricht dann der These über die Verteilung der neuen Sterne nicht mehr.

Da auch die Nova Ophiuchi (1848) und die Nova Scorpii (1860)

---

[1]) Astron. Nachr. No. 3664.
[2]) Astron. Nachr. No. 2844 u 2707.

mit den starken galaktischen Breiten + 18.8° und + 20.4° sternreiche Umgebungen haben — die erstere steht bis auf einige Grade dem sehr sternreichen östlichen Aste der Milchstrasse nahe, die andere in dem kugelförmigen Sternhaufen Messier 80 —, so bleibt von allen neuen Sternen nur einer, die Nova Coronae, der einer sternreichen Umgebung entbehrt.«

Sternhaufen und Nebelflecke.

Der Sternhaufen Messier No. 11 im Sobieski'schen Schilde ist von W. Stratonoff in Taschkent photographisch aufgenommen und genau vermessen worden.[1]) Dieses Objekt (Neuer Generalkatalog No. 6705) ist in den Jahren 1836—1839 von Lamont in München, darauf 1869 von Helmert in Hamburg bereits trigonometrisch vermessen worden. Es erschien Stratonoff daher von Wichtigkeit, denselben Sternhaufen nach Verlauf von abermals drei Jahrzehnten von neuem aufzunehmen und zu vermessen. Die Aufnahme geschah mittels des photographischen Refraktors, der seit 1894 in Taschkent aufgestellt ist und ein Objektiv von 330 *mm* Öffnung besitzt. Die Abhandlung enthält alles bezüglich der Messungen erforderliche Detail. Die Aufnahmen reichen bis zur vollständigen Darstellung aller Sterne bis 13.5 Grösse, und der Katalog umfasst 861 Objekte, deren Rektaszension und Deklination sowie Helligkeit bestimmt sind. Der Vergleich mit den Aufnahmen Lamont's und Helmert's ergiebt, dass diese die Sterne bis zur 12. Grössenklasse (der Stratonoff'schen Skala), ausnahmsweise aber auch solche bis 13.5 Grösse vermessen haben. Als Hauptergebnis der Stratonoff'schen Arbeit ist zu betrachten, dass sie keinerlei Änderungen in dem Sternhaufen seit Lamont's Zeiten nachweist und für die Zukunft einen sichern Anhaltspunkt zu spätern Vergleichen darbietet.

Vermessung der Sternhaufen h **und** χ **im Perseus.** Prof. W. Schur hat am Göttinger Heliometer eine neue und höchst genaue Aufnahme einer Anzahl von Sternen aus diesen beiden Haufen ausgeführt.[2]) Er wählte hierzu 15 Sterne 6.6 bis 8.8 Grösse, und zur Orientierung der ganzen Gruppe wurde zwischen den beiden äussersten Sternen, die 2° voneinander abstehen, der Positionswinkel wiederholt gemessen und zur Prüfung der Orientierung Beobachtungen am Reichenbach'schen Meridiankreise in Göttingen und späterhin am Berliner Meridiankreise verwandt.

Die Beobachtungen begannen 1891 Oktober 13 und wurden 1896 Februar 17 abgeschlossen.

Ehe Prof. Krüger die Bearbeitung dieser Beobachtungen und

---

[1]) Publications de l'observatoire astronomique et physique de Tachkent No. 1. Taschkent 1899.

[2]) Astron. Mitteil. von der Königl Sternwarte zu Göttingen 6. Teil. 1900.

die Ableitung der Endresultate unternahm, hat er zunächst seine schon früher begonnenen Untersuchungen über den Einfluss der Eigentümlichkeiten des Instrumentes und der Beobachtungsmethoden auf die Messungen durchgeführt. Diese Einwirkungen sind gering, aber ihre möglichst genaue Ermittelung ist unerlässlich, um der Genauigkeit der Messungen jenen hohen Grad zu geben, welcher bei denselben erstrebt wurde. Das Detail interessiert nur den selbst beobachtenden Astronomen, es nimmt den grössten Teil der Abhandlung ein. Als Endresultat giebt Prof. Schur die Örter der 15 erwähnten Sterne aus beiden Sternhaufen für die Epoche 1893.75 und das Äquinoktium 1890.0. Dann vergleicht er das Resultat mit den Ergebnissen der oben erwähnten anderweitigen Vermessungen, wobei sich, da wo die frühern Messungen überhaupt genügend genau sind, eine sehr gute Übereinstimmung ergiebt. Von einer Stellungsänderung eines der Sterne durch Vergleich mit den frühern Beobachtungen ist nichts Sicheres zu erkennen. »Durch diese Triangulation«, sagt Prof. Schur u. a. am Schlusse, »ist eine Grundlage für fernere Aufnahmen geschaffen, die wohl am zweckmässigsten durch die Photographie geliefert werden, wobei die Konstanten zur Reduktion der photographischen Aufnahmen durch die heliometrisch bestimmten Örter der hellern Sterne ermittelt werden können. Ich hätte einen Teil der Beobachtungen, nämlich die Bestimmung mancher schwächerer Sterne noch übernehmen können, sofern sie am Heliometer messbar sind, aber die Arbeit würde dadurch sehr in die Länge gezogen werden. Es ist empfehlenswert, die Anwendung des Heliometers nicht weiter zu treiben als zur Beschaffung der Grundlagen und das übrige der Photographie zu überlassen, die bei genügender Exposition Sterne zur Darstellung bringt, die am Heliometer garnicht oder nur bei grosser Anstrengung der Augen messbar sind.«

So viel steht fest, dass die bisherigen Beobachtungen eine viel zu kurze Zeit umfassen, um in obigen, wie auch in andern Sternhaufen Bewegungen der einzelnen Sterne umeinander, resp. um einen gemeinsamen Schwerpunkt nachzuweisen; diese Bewegungen haben also offenbar Perioden von Jahrhunderten.

Bräunliches Aussehen des Himmelsgrundes in gewissen Sternbildern der südlichen Hemisphäre. Dr. T. J. J. See macht darauf aufmerksam,[1]) dass er bei seiner Durchmusterung des südlichen Himmels, bei der über 200 000 Sterne untersucht wurden, mit dem Aussehen des Himmelsgrundes, wie sich dieser im Gesichtsfelde eines grossen Refraktors zeigt, sehr vertraut und über die ungleiche Dunkelheit desselben in den verschiedenen Regionen des Himmels häufig betroffen wurde. »Bei zahlreichen Gelegenheiten,« sagt er, »wenn die Atmosphäre trocken und ruhig, und kein Mondschein war, unter den besten Beobachtungsverhältnissen, wurde unsere Aufmerksamkeit gefesselt durch das trüb bräunliche Aussehen des

[1]) Astron. Nachr. No. 3618.

Himmelsgewölbes, das wie mit einem schwach beleuchteten Schleier bedeckt erschien. Dieses bräunliche Aussehen wurde nicht durch atmosphärische Verhältnisse verursacht, sondern verdankt seine Existenz unzweifelhaft sehr ausgedehntem, kosmischem Gewölke, welches in ausserordentlich schwachem Lichte schimmert. Auch wurde es bestimmt an Stellen des Himmels wahrgenommen, die völlig sternlos waren. Die schwach leuchtenden Flächen zeigen sich besonders häufig in Gegenden des Himmels fern von der Milchstrasse, so besonders in der sternarmen Konstellation des Mikroskops, in der südlichen Krone, im südlichen Fisch, dem Kranich, Phönix, Eridanus, der Hydra, dem Centauren, dem Wolf, dem Kreuz und Teilen des Skorpions. Anderseits erscheinen gewisse Stellen, z. B. die Kohlensäcke und einige unregelmässige Flecke, längs des Zuges der Milchstrasse sowohl als anderwärts, vollkommen schwarz. Die vorstehend erwähnten sehr matt schimmernden Flächen sind nicht leicht zu erklären. Es ist zwar unmöglich zu behaupten, ihre Helligkeit habe keinen nebeligen Charakter, aber ihr Aussehen ist nicht dasjenige der gewöhnlichen Nebeligkeit. Der Himmelsgrund erscheint matter, aber völlig gleichmässig erleuchtet, während Nebel gewisse Umrisse von mehr oder wenig bestimmtem Charakter zeigen.« Möglicherweise handelt es sich um eine Art von Wolken aus kosmischem Staube, wie solche Prof. Seeliger als Ursache des Aufleuchtens der sogenannten neuen Sterne annimmt.[1]) Vielleicht gelingt es der Photographie, auch in der Frage Aufklärung zu schaffen.

Der Ringnebel in der Leyer ist von Prof. Keeler am grossen Crossley-Reflektor der Lick-Sternwarte photographisch aufgenommen worden.[2]) Es ist sehr zweifelhaft, bemerkt Prof. Keeler, ob der Ringnebel in der Leyer bis dahin jemals mit einem völlig geeigneten Instrumente photographiert worden ist. In dieser Beziehung möge daran erinnert werden, dass die Fokallänge einer Kamera das 30- bis 60-fache der Öffnung sein muss, wenn die photographische und optische Kraft gleich sein sollen. Eine photographische Aufnahme, die unter günstigen atmosphärischen Umständen mit einem solchen Instrumente gemacht wird, müsste alles zeigen, was das Auge sehen kann. In der Praxis dagegen machen verschiedene Umstände, Schwierigkeiten der Konstruktion und Lichtschwäche mancher Objekte, notwendig, von dem theoretisch richtigen Verhältnisse zwischen Objektivdurchmesser und Brennweite des photographischen Instrumentes abzuweichen. Besonders für die Aufnahme schwacher, verwaschener Nebelflecke muss die Brennweite kurz sein, und bei allen modernen Reflektoren ist dies der Fall. Der Ringnebel in der Leyer ist nun für photographische Aufnahmen ein helles Objekt, dabei ist er klein (80″ zu 60″) und daher zur Aufnahme mittels eines Reflektors von

[1]) Astron. Nachr. No. 3598.
[2]) Astrophys. Journal **10.** p. 193.

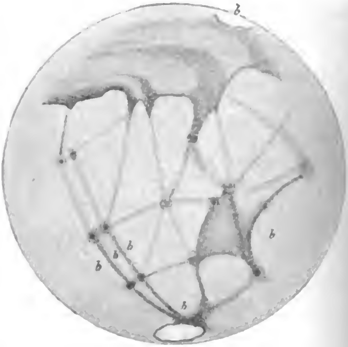
ungewöhnlich grosser Brennweite sehr geeignet. Bei photographischen Refraktoren ist das Verhältnis des Objektivdurchmessers zur Brennweite gewöhnlich viel kleiner als beim Reflektor, aber abgesehen davon, dass die Brennweite eines solchen Instrumentes überhaupt meist nicht gross ist, erscheint die Absorption der chemisch wirksamen Strahlen beim Durchgange durch die Glaslinsen so bedeutend, dass der in Rede stehende Nebel nicht mehr als ein helles Objekt betrachtet werden kann. Daher hat man auch bei photographischen Aufnahmen dieses Ringnebels mit Refraktoren die Expositionsdauer bis neun Stunden und selbst bis zu 20 Stunden ausgedehnt. Mit dem Crossley-Reflektor würde man bei so langer Exponierung auf dem Negativ nur einen schwarzen Fleck erhalten. Bezüglich der Wirkung des Reflektors unter den besten Umständen beschreibt Prof. Keeler einige Negative, die nach verschieden langem Exponieren erhalten wurden. Das beste Bild lieferte eine Expositionsdauer von zehn Minuten, nach zwei Minuten Exposition war das Bild schwach, bei einer Exponierung von nur 30 Sekunden war es kaum sichtbar.

Die Brennweite des Crossley-Reflektors beträgt $17^1/_2$ Fuss und der längere Durchmesser der Ellipse des Ringnebels auf der photographischen Platte ist 2 *mm*. Bei einer viermal grössern Brennweite würde das Bild 8 *mm* Durchmesser haben, und die Expositionsdauer etwa drei Stunden betragen müssen, was noch nicht übermässig lange ist. Mit einem derartigen Instrumente würde natürlich eine sehr erheblich bessere Photographie des Nebels erhalten werden, als bis jetzt der Fall gewesen ist. Indessen ist es unthunlich, die Brennweite eines Teleskops zu verändern, während man die Öffnung leicht variieren kann. Durch Verminderung der Öffnung des Spiegels beim Crossley-Reflektor würde man nur eine Verminderung der sphärischen Aberration und des Einflusses der Luftunruhe erreichen. In erster Hinsicht sind aber die Sternbilder bis zu einem Zoll von der optischen Axe des Spiegels, also für ein Objekt, wie der Ringnebel in der Leyer, praktisch frei von den Einflüssen der sphärischen Aberration und die Aufnahmen geschehen nur in völlig ruhiger Luft, während deren eine Verminderung der Öffnung nichts zur Verschärfung der Bilder beigetragen hätte.

Die von diesem Instrumente erhaltenen Bilder des Ringnebels in der Leyer zeigen die Eigentümlichkeiten desselben, welche von Beobachtern an den mächtigsten Teleskopen gesehen oder auch photographisch ermittelt wurden, daneben aber andere, die bis dahin noch nicht erwähnt worden sind.

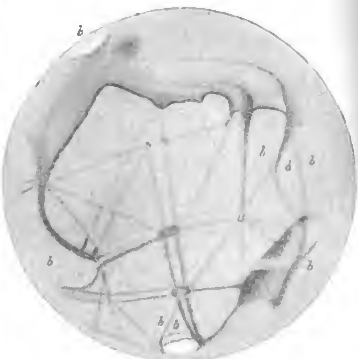
Die beste Zeichnung dieses Nebels ist von Prof. Holden 1875 am 26-zolligen Refraktor zu Washington erhalten worden. Trouveloar's Zeichnung im 8. Bande der Annalen des Harvard-College-Observatoriums ist ebenfalls ausgezeichnet; keine von beiden aber zeigt den zentralen Stern, und beide sind auch etwas zu regelmässig und symmetrisch. Die äussere Begrenzung des Ringnebels, wie die Crossley-Photographien dieselben zeigen, ist mehr oval als elliptisch,

Fig. 1.



1888. Mai 27.

Fig. 3.



1888. Juni 2.

Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

Mars gezeichnet am 1
von G. V. Sc

und das spitzigere Ende liegt in nordöstlicher Richtung. Der Ring selbst erscheint von sehr komplizierter Strukur, wie zusammengesetzt aus einer Anzahl schmaler heller Ringe, deren Zwischenräume eine etwas lichtschwächere Nebeligkeit ausfüllt. Einer von diesen Ringen bildet die äussere Umgrenzung des vorausgehenden Endes des Hauptringes. Um das nördliche Ende der kleinen Axe des Ringes herum wird dieser heller, vielleicht durch Überlagerung des breiten Hauptringes über den Nebel an dieser Stelle. Der Ring zeigt auch mehrere helle Flecke und Kondensationen, die jedoch in ihrer Lage keine bestimmte Beziehung verraten. Was die scheinbare Grösse des Ringes anbelangt, so hängt diese bei einem solchen Objekte, welches keine scharfe Begrenzung zeigt, merklich von der Expositionsdauer ab. Prof. Barnard hat die Dimensionen des Ringes am 36-Zoller direkt gemessen,[1] und Stratanoff hat Messungen an einer von ihm erhaltenen Photographie mit zehnstündiger Expositionsdauer ausgeführt.[2] Prof. Keeler stellt diese Resultate mit denjenigen seiner eigenen Messungen zusammen, woraus sich ergiebt, dass die photographisch bestimmten Dimensionen etwas grösser sind, als die am 36-zolligen Refraktor direkt gemessenen.

Was den von dem hellen Ringe umgebenen innern Raum anbelangt, so zeigt Lord Rosse's Zeichnung[3] dieses Innere von einer Reihe dunkler und heller Streifen in der Richtung der grossen Axe durchzogen, welche Streifen man, wie Prof. Keeler meint, meist für Einbildungen des Beobachters gehalten hat. Prof. Holden's teilweise Bestätigung derselben am 26-Zoller zu Washington hat dieser selbst später als wahrscheinlich missverständlich bezeichnet.[4] Indessen wird diese Struktur, wie Prof. Keeler sogleich bemerkte, von den Photographien des Crossley-Reflektors bestätigt. Jedoch zeigen dieselben nur drei dunkle und zwei helle Streifen auf dem innern Raume; ein dunkler Streifen zeigt sich ziemlich in der Mitte. Die Richtung dieser Streifen ist nicht genau parallel der grossen Axe des Ringes, sondern macht mit dieser einen Winkel von etwa 5°. Am 36-Zoller gelang es Prof. Keeler nicht, mit Sicherheit diese Streifenstruktur direkt zu sehen. Das Bild des Ringnebels erscheint in diesem grossen Refraktor zwar sehr hell und gut definiert, aber der Konstrast der hellen und dunklen Bänder ist zu gering, um dem Auge direkt bemerkbar zu werden, während die Photographie ihn übertreibt. Der Zentralstern, den Burnham optisch 15.4 Grösse schätzte,[5] erscheint bei längerer Exponierung gleich hell, wie ein von Lassell ausserhalb des Ringnebels gezeichneter Stern, allein bei Exponierung von zwei Minuten Dauer wird letzterer Stern nicht sichtbar, während der Zentralstern sich darstellt. Die Deutlichkeit

---

1) Astron. Nachr. No. 3354.
2) a. a. O. No. 3388.
3) Phil. Trans. 1844.
4) Monthly Notices 48 p. 384.
5) Monthly Notices 52. p. 42.

des Zentralsternes im Verhältnisse zu jener des Nebels hängt übrigens von der Natur des angewandten photographischen Instrumentes ab, indem die Helligkeit eines Sternes sich nach einem andern Gesetze darstellt, als die eines Nebels.

Ausser dem Zentralsterne zeigen die Keeler'schen Photographien nur noch einen Stern im Innern des Ringes, 10.7″ von jenem und im Positionswinkel von 297°. Es ist offenbar der Stern d in Holden's Zeichnung.[1]) Schon auf den Platten von zwei Minuten Expositionsdauer ist er eben sichtbar, und da er an der Grenze der Sichtbarkeit für das blosse Auge im 36-Zoller steht, so muss sein Licht eine sehr grosse photographische Energie besitzen. Der von Barnard 1893 nahe beim Ringnebel in der Leyer am 36-Zoller entdeckte kleine Nebel[2]) ist auch auf den Crossley-Photographien dargestellt. Er zeigt sich auf diesen als ein links gedrehter, doppelarmiger Spiralnebel von 30″ grösstem Durchmesser.

Der Zentralstern im Ringnebel der Leyer zeigte nach Ansicht[3]) des Astronomen der Sternwarte Toulouse bis 1890 eine Zunahme seiner Helligkeit. W. Stratanoff bemerkt nun[4]), dass er diesen Nebel seit 1895 häufig photographisch aufgenommen habe. Seine Vergleichungen der Helligkeit des Zentralsternes mit umgebenden Sternchen auf der Platte ergab, dass die Helligkeit desselben von 1895 bis 1899 durchschnittlich der 11.6 Grösse entsprach und Helligkeitsschwankungen nicht sicher erkennbar sind.

Über die mögliche Eigenbewegung des Ringnebels in der Leyer macht E. E. Barnard einige interessante Mitteilungen. Im Jahre 1877 hat Prof. Hall am 26-Zoller in Washington die Positionen einer Anzahl Sterne rings um den Nebel gemessen,[5]) den Zentralstern auf der innern Fläche des Nebels hat er jedoch nicht gesehen. Dann hat W. Burnham[6]) 1891 die Position des Zentralsternes gegen einen Stern a 12. Grösse durch sehr sorgfältige Messungen festgelegt. Im Mittel aus fünf Messungen steht dieser Stern a in Bezug auf den Zentralstern des Nebels (1891.45) in 61.69″ Distanz und dem Positionswinkel 87.8°. Prof. Barnard hat diese Messungen 1898 am 40-Zoller der Yerkes-Sternwarte wiederholt. Der Unterschied gegen die Messungen Burnham's ist nur gering, aber Barnard glaubt, dass er nicht Beobachtungsfehlern zuzuschreiben sei, sondern wahrscheinlich einer wirklichen, geringen Veränderung der gegenseitigen Stellung beider Objekte zugeschrieben werden müsse, und zwar, wie

[1]) Monthly Notices 48. p. 386.
[2]) Sirius 1894. p. 44.
[3]) Compt. rend. **129**. p. 265.
[4]) Astron. Nachr. p. 3607.
[5]) Astron. Nachr. No. 2186.
[6]) Publ. Lick-Obs. 1894. **2**.

er weiter wahrscheinlich macht, einer Eigenbewegung des Nebels. Die Frage dürfte durch fernere Beobachtungen in fünf oder sechs Jahren sicher zu entscheiden sein. Der Nebel selbst ist nach Barnard in dem grossen Refraktor ein schönes Objekt. An einigen Stellen scheint der Ring von ungleicher Helligkeit zu sein, aber genaueres Detail ist nicht mit Sicherheit zu erkennen. Das Innere des Ringes scheint bei den besten Luftverhältnissen von ungleicher Helligkeit, doch hindert der helle Glanz des Ringes ein genaues Auffassen desselben. Der Zentralstern oder Kern ist nach Burnham 15.4 Grösse, Barnard schätzt ihn 15.5 bis 16. Grösse. Meist erscheint dieser Kern etwas verwaschen, aber unter den günstigsten Luftverhältnissen zeigt er sich bestimmt und scharf. Veränderungen in dem Aussehen des Nebels, welche einige französische Beobachter wahrgenommen haben wollen,[1]) haben nach Barnard bestimmt nicht stattgefunden. Der Zentralstern oder Kern des Nebels findet sich zuerst auf einer Zeichnung von Lassell, die dieser an seinem vierfüssigen Reflektor am 19. November 1860 erhalten hat, doch steht der Stern hier nicht genau in der richtigen Position. Lassell bezeichnete ihn als äusserst schwach und an der Grenze der Sichtbarkeit für sein grosses Instrument stehend.

Eine neue photographische Aufnahme des grossen Nebels in der Andromeda. Bekanntlich hat zuerst (am 1. Oktober 1888) J. Roberts diesen Nebel photographisch aufgenommen in einer Weise, welche die wahre Gestalt desselben zum erstenmal menschlichen Augen offenbarte. Bis dahin hatte man, nach dem Anblicke in grossen Teleskopen, diesen Nebel als »spindelförmig« erklärt, jetzt aber gewahrte man mit Erstaunen, dass dessen wahre Gestalt ein deutliches Bild der Nebelmasse gewährt, aus welcher sich nach Laplace's Vorstellung unser Sonnensystem entwickelt hat. Man sieht auf der Photographie einen zentralen Nebelball, umgeben von Ringen nebliger Materie, welche an verschiedenen Stellen Kondensationen zeigte. Die Ebene der Ringe liegt ziemlich schräg gegen die Gesichtslinie zur Erde, so dass man nicht den vollen Anblick der Ringfläche geniesst. Die Nebelmaterie könnte daher auch in spiralförmigen Windungen den zentralen Kern oder Ball umgeben. Seit Roberts' Aufnahme hat man auch an kleinen Instrumenten den Nebel photographiert und das angegebene Resultat bestätigt gefunden. Eine neue und überaus wertvolle Aufnahme des Nebels ist dagegen am 21. Dezember 1897 auf der Lick-Sternwarte mit dem grossen Crooker'schen photographischen Teleskop bei fünfstündiger Exponierung von E. F. Coddington erhalten worden. Diese Photographie muss als die beste bezeichnet werden, die bis heute von dem Nebel in der Andromeda erhalten worden ist.

---

[1]) Compt. rend. 1899. No. 5.

Photographische Beobachtungen von Hind's veränderlichem Nebel im Stier. Am 11. Oktober 1852 sah Hind im Sternbilde des Stier in 4^h 12^m Rektaszension und 19^0 $8'$ nördl. Dekl. ein kleines nebelartiges Objekt in der Nähe eines Sternes 10. Grösse, das er bis dahin niemals gesehen, obgleich er diese Gegend des Himmels in einer Karte, die alle Sterne bis zur 11. Grösse enthielt, aufgenommen hatte. Im Jahre 1854 sah Chacornac in seinem grossen Spiegelteleskop den Nebel wieder, aber 1861 und 1862 konnte d'Arrest denselben am $10^1/_2$-zolligen Kopenhagener Refraktor nicht sehen, und 1868 war er auch am 14-zolligen Refraktor zu Pulkowo unsichtbar. Dagegen sah O. Struve in diesem Fernrohre etwa 4' von Hind's Nebel entfernt einen andern kleinen Nebel, den später auch d'Arrest erblickte und für schwächer als den frühern Hind'schen Nebel erklärte. Burnham suchte den Struve'schen Nebel 1890 am 36-Zoller der Lick-Sternwarte vergeblich, sah dagegen am Orte des nicht weit davon entfernt stehenden veränderlichen Sternes T Tauri ein nebeliges Sternchen innerhalb eines sehr kleinen kondensierten Nebels. Barnard entdeckte dann, etwa $^3/_4$' von T Tauri entfernt, einen 40" — 50" grossen Nebel, der aber so schwach war, dass er für den grossen Refraktor an der äussersten Grenze der Sichtbarkeit stand. Am 25. Februar 1895 untersuchte Barnard diese Region abermals, er fand seinen schwachen Nebel wieder, aber der Nebel um T Tauri war verschwunden, und am Orte von Struve's Nebel sah er ein Sternchen 14. — 15. Grösse. Hind's Nebel war völlig unsichtbar. Die Gegend um T Tauri ist nun kürzlich von Prof. Keeler am grossen Crossley-Reflektor der Lick-Sternwarte zweimal photographisch aufgenommen worden. Prof. Keeler bemerkt, es sei ihm keine andere photographische Aufnahme dieser Region bekannt; indessen hat Roberts dieselbe am 9. Dezember 1890 photographiert,[1]) ohne jedoch von Hind's Nebel eine Spur zu finden. Die neuen Aufnahmen von Prof. Keeler geschahen[2]) am 6. Dezember 1899 mit einer Expositionsdauer von 3^h 53^m und am 27. Dezember mit 5^h Exposition. Beide Photographien sind vortrefflich, die Sterne erscheinen auf ihnen völlig rund, doch sind nicht so lichtschwache Sterne sichtbar, als in den besten Nächten des vorhergehenden Sommers sich auf den Photographien zeigten. Beide Photographien zeigen den Hind'schen Nebel, westlich von T Tauri. Er ist schwach und besteht aus drei Lichtfleckchen, von denen das mittlere am hellsten ist, im übrigen ist keine andere Nebeligkeit zu erkennen. Auf Ersuchen von Prof. Keeler haben Aitken und Perrine die Gegend um T Tauri in einer günstigen Nacht am 20 Januar 1900 am 36-Zoller untersucht. Sie sahen jetzt auch an diesem Instrumente den Hind'schen Nebel, aber überaus schwach. Am Orte von Struve's Nebel stand ein Stern 13. Grösse. Prof. Barnard kommt zu dem Ergeb-

[1]) Sirius 1891. p. 188.
[2]) Monthly Notices 60. No. 6. p. 424.

nisse, dass Hind's und Struve's Nebel im Stier unzweifelhafte Beispiele von Veränderlichkeit ihrer Helligkeit bieten, indem diese Nebel früher nicht hätten gesehen werden können, wenn sie nicht erheblich heller gewesen wären.

Die Nebel in der Umgebung der Plejaden. Goldschmidt, der bekannte Planetenentdecker in Paris, war es, der zuerst darauf aufmerksam machte, dass der Sternhaufen der Plejaden in grosser Ausdehnung von einer feinen Nebelmaterie umgeben sei. Diese Wahrnehmungen haben dann sehr viel später durch E. E. Barnard Bestätigung und Erweiterung erfahren. Mittels einer 6-zolligen Willard-Porträtlinse fand derselbe im Dezember 1893 die Plejaden von einem äussern Nebel umhüllt und bemerkt in seinem Berichte darüber,[1]) dass er schon mehrere Jahre früher beim Suchen nach Kometen eine ausgedehnte, diffuse Nebeligkeit nördlich von den Plejaden wahrgenommen habe, und dass andere Massen dieser diffusen Materie sich in der Nähe der Plejadengruppe zeigten.

In einer vor kurzem erschienenen Abhandlung[2]) geht Prof. Barnard näher auf diese Plejadennebel ein. Er bemerkt, dass im Winter 1898 D. H. C. Wilson zu Northfield dieselben mit einer Exposition von $5^h\ 35^m$ deutlich photographierte. Auf einer 1897 Okt. 29 von Prof. Bailey zu Arequipa mit 300^m Expositionsdauer am 8-zolligen Bache-Teleskop gewonnenen Photographie der Plejaden, welche Prof. Barnard bei einem Besuche der Harvard-Sternwarte im Sommer 1898 sah, konnte er auf dem Negativ deutliche Spuren der äussern Nebeligkeiten um die Plejaden erkennen. Auch auf einem von Prof. Max Wolf erhaltenen Negativ ist diese Nebeligkeit unzweifelhaft zu sehen. Prof. Barnard spricht die Überzeugung aus, dass diese Nebel um die Plejaden die zentralen Teile einer Nebelmasse seien, welche am Himmel mindestens 100 Quadratgrade bedeckt. Man könne, sagt er, diese Ausdehnung vielleicht kaum glaublich finden, aber in Rücksicht auf andere, ungeheuer ausgedehnte Nebelmassen, deren Vorhandensein die Photographie erwiesen hat, z. B. in den Sternbildern Einhorn, Schwan und Ophiuchus, gar nicht zu reden von dem grossen gekrümmten Nebel, der sich durch einen Teil des Orion zieht, erscheine die Sache schon weniger befremdlich. Auf Ersuchen von Prof. Barnard, hat H. E. Calvert, ein geschickter Künstler, eine sorgfältige Zeichnung aller Nebel um die Plejaden, welche die verschiedenen Photographien zeigen, entworfen. Prof. Barnard bezeichnet sie als eine schöne und sehr genaue Zeichnung in Negativ und giebt eine Abbildung derselben. Diese Zeichnung enthält übrigens nicht alle Nebel, sondern letztere erstrecken sich weit über die Grenze der Darstellung nach allen Richtungen hin, die dargestellte Partie

---

[1]) Astron. Nachr. No. 3253.
[2]) Monthly Notices 1900. 60. 4. p. 258.

umfasst eine Fläche von etwa 10 Quadratgraden. Die ältern bekannten Nebel im Innern der Plejadengruppe sind auch nicht wiedergegeben, sondern innerhalb eines Kreises um die Plejaden nur deren hauptsächlichste Sterne zur Orientierung. Der hellste Teil der äussern Nebeligkeiten liegt nahe bei einem Sterne 6. Grösse in AR 3^h 44^m D + 25.4°. Mehrere Details der Zeichnung dürften für grosse Reflektoren ziemlich leichte photographische Objekte sein, auch meint Prof. Barnard, dass manche derselben viel interessanter und eigenartiger sind als die Nebel innerhalb der Plejadengruppe. Bei Messung von Sternen der letztern am 40-Zoller der Yerkes-Sternwarte war Prof. Barnard erstaunt über die Deutlichkeit, mit der sich in diesem Teleskop die innern Nebel der Plejaden zeigten. Besonders gilt dies von den Nebeligkeiten in der Nähe des Sternes Merope.

Nahezu gleichzeitig mit Barnard, und ohne dessen Abhandlung zu kennen, hat Prof. Wolf in Heidelberg seine Arbeiten über die Aussennebel der Plejaden veröffentlicht.[1])

Die ersten photographischen Eindrücke von den Aussennebeln der Plejaden erhielt Prof. Wolf durch einige Aufnahmen, die mit einem Steinheil'schen Aplanaten aufgenommen waren, z. B. durch eine Platte vom 9. Oktober 1890. Besonders erkennbar waren die Spuren auf einer Reihe von Aufnahmen, die wegen des Kometen Wolf im September 1891 aufgenommen wurden. Die daraufhin angefertigte Dauerexposition vom 1. und 6. Oktober 1891 mit $7^3/_4$ Stunden Belichtung gab einzelne Partien schon recht kräftig. Seither hat er zu den verschiedensten Zeiten und mit den verschiedensten Objektiven häufig die Plejaden photographiert; aber nur sehr wenige Aufnahmen sind so gelungen — unser Klima ist für solche Arbeiten gar nicht geeignet —, dass man die schwächern Aussennebel darauf mit Erfolg studieren kann. Schon 1894 hatte Prof. Wolf eine Zeichnung der Aussennebel gemacht und an einzelne Astronomen gesandt; da sie aber im wesentlichen nur auf einer lang exponierten, im übrigen etwas mangelhaften Platte beruhte, so hat er darauf verzichtet, sie zu publizieren, und vielmehr versucht, bessere Aufnahmen herzustellen; lange Zeit ohne Erfolg.

Schliesslich hat er im Laufe der vielen Jahre drei brauchbare Aufnahmen zusammengebracht, die er benutzen konnte, um damit eine Darstellung der feinen Nebelgebilde zu versuchen, welche die Plejadengruppe einhüllen. Die drei Platten zeigen auf den ersten Blick die Hauptzüge der Aussennebel und bei genauerm Zusehen und geeigneter Beleuchtung auch die schwächern Teile, doch war es nicht möglich, durch direkte Reproduktion auf rein photographischem Wege eine genügend deutliche Darstellung der Gebilde zu erzielen, da das Korn und die Schönheitsfehler der Platten das Bild zu sehr entstellten. Prof. Wolf kopierte daher eine Reproduktion einer Platte und zeichnete die unsichtbar gebliebenen schwächern Nebel zwischen die hellern Nebel und die Sterne mit Wischer und Bleistift ein, gemäss den in den drei Platten gegebenen Vorlagen. Prof. Wolf hat 28 besonders hervorragenden Partien des Nebel besondere Namen gegeben. Es sind folgende mit den beigesetzten Positionen dieser Objekte (für 1855.0):

---

[1]) Abhandlung der Kgl. bayer. Akademie der Wissenschaft. II. Kl. 20. III. Abt.

Objekt No.	α	δ	Region	Objekt No.	α	δ	Region
	h m	+			h m	+	
1	3 32.8	23°34′	Mons Lindemann	15	3 26.3	24°18′	Regio tropica
2	41.3	25 2	Himalaya montes				
3	48.2	24 43	Karakorum montes	16	30.8	24 20	Mons Henry
4	41.0	24 22	Delta regio	17	31.6	24 47	Mons Barnard
5	38.1	23 6	Montes Meropes	18	25.5	26 1	Montes Californiae
				19	36.0	26 1	Scythia
6	45.0	22 41	Alpes montes	20	37.7	25 19	Himalaya montes
7	38.8	24 18	Montes trigemini	21	45.0	23 54	Oceanus magnus
8	42.0	21 40	Italia	22	50.4	24 12	Pons Atlantis
9	34.9	22 32	Montes Meropes	23	52.7	22 58	Gallia
10	34.0	21 32	Thaumasia	24	50.3	22 20	Gallia
				25	39.9	22 42	Alpes montes
11	31.9	21 32	Thaumasia				
12	33.0	21 1	Thaumasia	26	43.4	25 22	Himalaya montes
13	26.5	21 55	Mons Bessel	27	47.2	25 23	Regio Indica
14	25.0	23 12	Regio tropica	28	29.1	23 0	Mons Bruce

Bezüglich der allgemeinen Anordnung der nebeligen Materie bemerkt Prof. Wolf, auf Grund seiner Darstellung, dass es hauptsächlich zwei hervorstechende Züge von Nebeln sind, die von den Plejaden auszugehen scheinen. »Der nördliche Zug, in der Gegend des Sternes Maja seinen verzweigten Ursprung nehmend, zieht zuerst mit mehrfachen Bögen und Brücken nach Norden, biegt nach Osten um und läuft weithin intensiv leuchtend und im wesentlichen geradlinig in östlicher Richtung. Dies ist der hellste Teil aller Aussennebel. Ein nicht ganz so heller Zug steht im Süden mit der Gruppe des Sternes Merope in Verbindung und reicht von hier weit nach Osten. Zwischen diesen beiden Hauptzügen liegt eine Gegend, in der die Nebel relativ sehr schwach sind, und die im Osten wieder durch eine Verbindung zwischen dem nördlichen und südlichen Zuge abgeschlossen wird. Überstrahlen im Osten die zwei Hauptzüge alle schwächern Nebel, die sich nach allen Seiten an sie anreihen, so ist das Aussehen im Westen ein anderes. Dort ist eine grosse Anzahl mehr unter sich gleich heller Ströme vorhanden, deren Zug im wesentlichen ebenfalls von den Plejaden radial ausgeht, aber doch vielfach verkreuzt und verquert ist, und an den verschiedensten Stellen in einzelnen besonders intensiven kleinern Massen hervortritt. Besonders hier zeigen sich zwischen den verschiedenen Platten sehr verschiedene Intensitätsverhältnisse.« Auf dem Bilde hat Prof. Wolf zwischen diesen photographischen Eindrücken zu vermitteln gesucht.«

»Der Eindruck des Ganzen ist der einer zusammenhängenden Masse, die wie Rauchwolken bald da, bald dort dichter oder dünner geballt erscheint. Das wesentliche ist das überall wieder nachweisbare Ineinanderübergehen der einzelnen Wolken. Es wird nicht möglich sein, eine aufzufinden, die ganz isoliert steht; und es steht zu erwarten, dass, wenn man lange genug belichten kann, die ganze Fläche mit Nebel erfüllt, und jede Struktur verschwunden sein wird, genau so, wie es in kleinerem Massstabe im zentralen Orionnebel auf den photographischen Platten geschieht. Es ist eben alles mit Nebel erfüllt, und die Zeichnung wechselt mit der Belichtung oder der Kraft des Instrumentes.«

Nach Festlegung der Hauptnebelzüge hat Prof. Wolf sich die Aufgabe gestellt, in irgend einer Weise die gegenseitige Helligkeit der auffallendsten Partien festzulegen. War aber schon die Darstellung der Hauptnebelzüge schwierig, so traten dieser Aufgabe noch grössere Hindernisse entgegen. Vor allem wurden von ihm nur solche Partien ausgewählt,

die ganz unzweifelhaft der Form nach auf allen Platten gleich waren. Diese Gegenden wurden auf einem Abdrucke bezeichnet und dann jede Gegend mit möglichst vielen der andern Gegenden verglichen, ob sie heller oder schwächer als diese erschien.

Die Vergleichungen zeigten nun auf den drei Platten grössere Helligkeitsschwankungen, als man der Unsicherheit der schwierigen Schätzungen zuschreiben möchte. Ob diese indessen reell sind, oder lokale Empfindlichkeitsdifferenzen der Emulsion die Erscheinung verursacht haben, lässt Prof. Wolf dahingestellt sein, hält aber wirkliche Veränderungen nicht für unmöglich.

Das Vorherrschen der Spiralform unter den Nebelflecken ist von James E. Keeler nachgewiesen worden.[1]) Derselbe hatte bei Beginn seiner photographischen Aufnahmen der Nebel am grossen Crossley-Reflektor ein Verzeichnis aller von Lord Rosse als spiralförmig erkannter oder vermuteter Nebelflecke seinem Arbeitsprogramme eingefügt. Die Anzahl der sicher als spiralförmig erkannten Nebel war damals gering gegenüber derjenigen, bei welchen Rosse eine solche Struktur nur vermuten konnte. Durch die photographische Aufnahme ist eine völlige Umkehr dieses Verhältnisses eingetreten, und Keeler bezeichnet geradezu einen kleinen kompakten Nebel, der keine Spiralform zeigt, als Objekt von grösserem Interesse. Eine Vergleichung der Gestalten verschiedener Spiralnebel ergiebt, dass dieselben im allgemeinen dünne, flache Scheiben sind. Beispiele von solchen, deren Ebenen nahe senkrecht zur Gesichtslinie stehen, bilden der Nebel in den Jagdhunden Messier No. 51, der Nebel im Grossen Bären Messier No. 101 und der Nebelfleck in den Fischen Messier No. 74. Der Spiralnebel im Cepheus (N. G. K., No. 6946) ist ein schönes, typisches Beispiel der schwächern Objekte dieser Klasse. Von den Spiralnebeln, die schräg zur Gesichtslinie von der Erde liegen, ist der grosse Nebel in der Andromeda das glänzendste Beispiel. Gemäss den Beobachtungen Keeler's gehören zu den Spiralnebeln alle grossen länglichen oder spiralförmigen Nebel W. Herschel's.

Spiralnebel mit zwei gekrümmten Armen, gleich dem Buchstaben S, kommen auch nicht selten vor. Einer der grössten ist der Nebel im Pegasus (N. G. K., No. 7479), ein anderes Beispiel bietet der Nebel N. G. K., No. 6951 (einer von Swift's schwachen Nebeln). In diesen wie in andern Fällen finden sich jedoch Andeutungen einer komplizierten Struktur, welche bei genügenden optischen Mitteln deutlich hervortreten würde.

Die ausgedehnten, verwaschenen Nebel, wie jener im Orion, der Trifidnebel und die grossen nebeligen Wolken, die über die Milchstrasse zerstreut sind, gehören nicht hierhin, sie zeigen nur geringe Tendenz, eine spiralige Struktur anzunehmen, diese letztere scheint vielmehr die Wirkung einer überwiegenden Zentralkraft zu erfordern.

Es giebt nun auch kompakte, isolierte Nebel, die keine Spiralen sind, einer davon ist der Ringnebel in der Leyer und der Dumbbell-

[1]) Astron. Nachr. No. 3601.

Nebel im Fuchs und andere interessante Beispiele, hat der Crossley-Reflektor an das Licht gebracht. Der Nebel im Cepheus (richtiger im Schwan, N. G. K., No. 7008) besteht aus einer Anzahl von Schleifen, welche die von Herschel erwähnten sichelförmigen Kurven dieses Nebels vervollständigen, und in dem keine spiralige Anordnung erkennbar ist; der Nebel H II 240 im Pegasus hat das Aussehen von zwei parallelen spindelförmigen Massen, die durch einen vollkommen geraden Spalt getrennt sind.

Zahlreiche Beispiele ähnlicher Art könnten beigebracht werden. Anderseits giebt es auch Nebelflecke, welche, ihrer allgemeinen Ähnlichkeit mit andern Formen nach, als von spiraliger Struktur erachtet werden könnten, und dennoch zeigt sich keine Spur der letztern. So z. B. der Begleiter des grossen Nebels in der Andromeda, der auf einer Photographie als runde, kometarische Masse sich zeigt, die sehr hell in der Mitte erscheint und gegen die Ränder abblasst, aber völlig strukturlos ist. Der Nebel in den Fischen (N. G. K., No. 524) zeigt dasselbe in kleinerm Massstabe.

Es ist gleichwohl möglich, dass solche Formen, von denen eine Anzahl mit dem Crossley-Reflektor photographiert wurde, in Wirklichkeit einen besondern Fall der gewöhnlichen Spiralform vorstellen. Der Nebel im Pegasus (N. G. K., No. 7217) erscheint auf einer Photographie von mässiger Definition als runde kometarische Masse, von einem schwachen Ringe von 50″ Durchmesser umgeben, allein eine genügend scharfe Photographie, wie sie in den besten Nächten erhalten wird, zeigt eine feine spiralige Struktur, bei welcher die einzelnen Spiralen sehr eng gewunden sind. So kann es wohl der Fall sein, dass eine solche Spiralform auch noch bei andern oben erwähnten Nebeln entdeckt würde, oder dass, wo sie thatsächlich nicht vorhanden ist, dies einer verstärkten Wirkung der nämlichen Ursache zuzuschreiben ist, welche die beinahe völlige Abwesenheit der Spiralform bei dem Nebel im Pegasus (N. G. K., No. 7217) verursacht. Der bestimmende Faktor in diesen Fällen ist vielleicht einfach das aggregierende Moment der Rotation, welches aus der den sich zusammenziehenden Teilchen ursprünglich eigenen Bewegung resultiert. Wenn aber zahlreiche Ausnahmen beweisen, dass die Spiralform der Nebelflecken kein allgemeines Gesetz ist, so kann sie vielleicht betrachtet werden als die gewöhnliche oder normale Begleitform der Kontraktion kosmischer Massen, und einzelne Abweichungen davon können durch besondere Zustände erklärt werden, welche dahin zielen, die sonst allgemein wirkenden Ursachen aufzuheben oder zu schwächen.

Die Anzahl der vorhandenen Spiralnebel kann auf Grund der gegenwärtig vorhandenen Kataloge nicht abgeschätzt werden. Nur wenige Photographien sind am Crossley-Reflektor erhalten worden, welche nicht die Existenz von 1 oder 2 bis zu 15 oder 16 neuen Nebeln an das Licht brachten. Manche derselben sind Spiralnebel, während andere, die zu klein oder zu schwach sind, um über ihre

Struktur zu entscheiden, ein Aussehen zeigen, wie dasjenige bekannter Spiralnebel, die mit kleinen Instrumenten photographiert wurden, so dass ihre spiralige Struktur sehr wahrscheinlich ist. So hat Prof. Keeler beispielsweise auf einer einzigen Platte sieben Nebel photographiert, von welchen fünf Spiralen sind, und nur zwei zweifelhaft bleiben. Die Anzahl der Nebelflecken und der Spiralnebel am Himmel muss daher ungeheuer gross sein. Der Crossley-Reflektor hat beim Photographieren ein Gesichtsfeld von etwa ein Quadratgrad. Wenn aber auf jeden Quadratgrad des Himmels nur drei neue Nebel entfallen, so würde die Anzahl derselben für das genannte Instrument im ganzen 120000 betragen. Der einzige Grund, den man anführen könnte, diese Schätzung für übertrieben zu halten, wäre der, dass die Nebel eine Tendenz zeigen, in Gruppen aufzutreten, und dass bei den photographischen Aufnahmen auf Mount Hamilton das Teleskop stets auf gewisse Nebel gerichtet wurde und nicht nach dem Zufalle auf irgend eine Stelle des Himmels. Anderseits aber ist die Anzahl der in jedem Gesichtsfelde des Crossley-Reflektors sichtbar werdenden Nebelflecken erheblich grösser als im Durchschnitte 3, welche Zahl als Grundlage für die obige Schätzung angenommen wurde.

Geophysik.

1. Allgemeine Eigenschaften der Erde.

Die Bewegung des Nordpoles der Erdaxe von 1895—1899. Vor einigen Jahren hat Prof. Th. Albrecht die Polbewegung in dem Zeitraume von 1890—1895 dargestellt, in einer zweiten Abhandlung beschäftigt er sich mit derselben für den Zeitraum von 1895—1898.9.[1]) Die von ihm berechneten Werte für die Lage des momentanen Drehungspoles gegen den mittlern Pol sind von ihm in einer graphischen Darstellung niedergelegt worden.[2]) Die unregelmässig verschlungene schwarze Linie bezeichnet die Bewegung des Poles, und die runden Kreise mit den beigefügten Zahlen geben die Zeit an, als der momentane Pol sich an der betreffenden Stelle befand, z. B. 98.0 bezeichnet den Anfang des Jahres 1898, kleine Ziffern bezeichnen Zehntel des Jahres. Zum Vergleiche hat Prof. Albrecht auch die Bewegung des Poles von 1890—1895 in fein punktierten Kurven beigefügt. Die mittlere Lage des Poles ist in den Kreuzungspunkten der senkrecht zu einander stehenden Linien 0.00″ und 0.00″. Die Ziffern 0.10—0.30″ bezeichnen die entsprechenden Bruchteile von einer Bogensekunde. Aus dem Vergleiche der Kurvenzüge geht hervor, dass der Momentpol sich während der zweiten Hälfte der Beobachtungszeit erheblich mehr dem mittlern Pole näherte, ohne dass man jedoch eine bestimmte Periode in dieser Bewegung erkennen könnte. Vor allem kehrt die Kurve, wie Prof. Albrecht hervorhebt, nach sieben Jahren nicht in sich zurück, und die Polbewegung setzt sich also nicht, wie einige glaubten, aus einer Periode von zwölf und einer solchen von vierzehn Monaten zusammen.

Einfache Methode zur Bestimmung des Erdhalbmessers. Ch. Dufour hat in einer interessanten Abhandlung[3]) den Einfluss behandelt, den die Krümmung der Erdoberfläche auf die durch Reflexion an ausgedehnten Wasserflächen entstehenden Bilder von Gegenständen in endlichen Entfernungen ausübt.

Prof. J. Groll zeigte nun,[4]) dass ein ähnlicher Einfluss auch bei unendlich weit entfernten Objekten, wie die Fixsterne sind, statt-

---

[1]) Bericht über den Stand der Erforschung der Breitenvariation am Schlusse des Jahres 1899. Von Th. Albrecht, Berlin 1900.

[2]) Dieselbe ist reproduzirt in Gaea 1900, Tafel IV.

[3]) Bullet. de la soc. Vaud. des sc. nat. **13**. p. 303.

[4]) Gaea 1900. p. 696.

findet. Dabei zeigte er ferner, dass diese Einwirkung zugleich eine einfache Methode giebt, den Erdhalbmesser zu berechnen, wobei der störende Einfluss der atmosphärischen Strahlenbrechung in Wegfall kommt. Wegen der Formeln muss auf das Original verwiesen werden. Verf. findet, dass bei der Sonne in 16° Höhe das Spiegelbild ihres untern Randes infolge der Erdkrümmung um 11″ tiefer erscheint, als es bei ebener Erdoberfläche liegen würde. Bei geringerer scheinbarer Höhe oder grösserer Entfernung des Beobachters vom Niveau der spiegelnden Seefläche wird der Betrag grösser, und selbst eine Verkürzung des vertikalen Durchmessers der Sonne merklich.

Über die Bestimmung der Gravitationskonstante und der mittlern Dichte der Erde nach den neuern Methoden verbreitete sich Krigar-Menzel am 17. September 1900 in der Sitzung der physikalischen Abteilung der 72. Versammlung deutscher Naturforscher in Aachen. Die Frage nach dem richtigen Werte der Gravitationskonstante und der mittlern Dichtigkeit der Erde kann erst dann als abgeschlossen betrachtet werden, wenn die nach verschiedenen Methoden ausgeführten Bestimmungen eine hinreichend gute Übereinstimmung zeigen. Augenblicklich steht die Sache so, dass die Unterschiede in Rücksicht auf die Güte jeder einzelnen der verschiedenen Methoden noch zu gross sind, als dass man nicht suchen müsste, sie zu erklären und zu beseitigen. Möglicherweise sind die Unterschiede erklärbar durch Magnetisierung der gravitierenden Massen unter dem Einflusse des erdmagnetischen Feldes. Alle diese Messungen wurden angestellt in solchen nördlichen Breiten, so dass die Richtung der erdmagnetischen Kraft als nahezu vertikal angesehen werden kann. Bei Poynting und bei den Spandauer Messungen (von Krigar-Menzel und Richarz) lagen die gravitierenden Massen vertikal übereinander, also ihre Verbindung nahezu in der Richtung der Kraftlinien; waren sie schwach paramagnetisch oder auch beide diamagnetisch, was aber nicht wahrscheinlich ist, so mussten die influenzierten Magnetismen eine Anziehung ausüben, die Gravitation vermehrt erscheinen und für die mittlere Dichtigkeit der Erde d ein zu kleiner Wert gefunden werden Bei Boys, Braun und Wilsing lagen die gravitierenden Massen horizontal nebeneinander, ihre Verbindungslinie nahezu senkrecht zu den erdmagnetischen Kraftlinien; bei Paramagnetismus trat Abstossung ein, die Gravitation schien vermindert, d zu gross. Vielleicht wird man die Magnetisierbarkeit für die bei den verschiedenen Versuchen angewendeten Substanzen zum Teil noch nachträglich ermitteln und eine Korrektion für die Resultate berechnen können.

Untersuchungen über den Zusammenhang der Schwere unter der Erdoberfläche mit der Temperatur hat R. v. Sterneck angestellt.[1]) Als Unterlage dienten genaue Messungen des Verf.

---

[1]) Abhandl. d. k. k. Akad. d. Wiss., mathem.-naturw. Klasse. **108.** Wien 1899.

in vier österreichischen Bergbauen, nämlich im Wernerschacht des Uranbergbaues in Joachimsthal, Böhmen (von 918 *m* über dem Meere bis 502 *m*, also 416 *m* tief; Temperaturzunahme gross), dem Adalbert-Schacht zu Přibram (+ 535 *m* bis — 565 *m*; Temperaturzunahme gering), dem Greiferschacht bei Kuttenberg, Böhmen (+ 300—0), und im Franz-Schacht des Quecksilberbergbaues in Idria (272 *m* tief; Temperaturverhalten abnorm).

Es ergab sich, dass mit einer einzigen Ausnahme (2. Tiefenstation im Wernerschachte) die Schwere mit der Tiefe zunimmt, doch ist diese Zunahme ungleichförmige, und es scheint, dass der grössern Temperaturzunahme auch die grössere Schwerezunahme entspricht, doch sind zum Beweise dieser Vermutung weitere Messungen erforderlich.

Horizontalpendel-Beobachtungen des Kgl. Preuss. Geodätischen Instituts zu Potsdam.[1]) Eines der dortigen Horizontalpendel wurde 1899 zeitweilig in einer 25 *m* unter der Erdoberfläche gelegenen Seitenkammer des Brunnenschachtes aufgestellt, während das andere im Mittelkeller des Geodätischen Instituts verblieb. Durch die Registrierungen beider Pendel konnte festgestellt werden, dass die vorhandene tägliche Periode im Brunnenschachte stark verkleinert erscheint, sowie dass die durch den Wind hervorgerufene seismische Bodenunruhe sich nicht auf die obersten Schichten des Bodens beschränkt, sondern auch noch in 25 *m* Tiefe mit Sicherheit nachzuweisen ist. Auch konnte durch Vergleichung der Registrierungen eines mit Luftdämpfung versehenen und eines ungedämpften Pendels der Nachweis erbracht werden, dass man bei einem Pendel der letztgenannten Art keinesfalls von der Maximalamplitude bei einem Erdbeben auf die wahre Grösse der Bodenbewegung schliessen darf. An den Apparaten in Potsdam wurden im Laufe des Jahres 39 grössere, 24 mittlere und 32 kleinere Erdbeben beobachtet.

Der Einfluss der sichtbaren Massen des Harz auf die Stellung des Lotes wurde von Dr. J. B. Messerschmitt behandelt.[2]) Nimmt man für die Erde eine bestimmte Gestalt und Grösse an, so kann man von einem Dreieckspunkte als Anfangspunkt ausgehend die geographischen Längen und Breiten aller übrigen Punkte des Dreiecksnetzes berechnen. Vergleicht man dann diese mit den direkt astronomisch gemessenen, so erhält man Unterschiede, welche man Lotabweichungen nennt. Die so gefundenen Lotablenkungen sind keine absoluten, sondern relative, da man die Stellung des Lotes im Ausgangspunkte nicht kennt.

Nach dem Attraktionsgesetze kann man aber auch aus den sichtbaren Massen die Lotstellung berechnen, und besonders vorteil-

[1]) Veröffentlichungen des Kgl. Preuss. Geodät. Instituts. N. F. No. 4. Potsdam 1900.

[2]) Zeitschr. für Vermessungswesen 1899. Gaea 1900. Heft 9. p. 541.

haft wird die Berechnung des relativen Wertes zwischen zwei nahe bei einander liegenden Punkten, indem hier, von einer gewissen Entfernung an, die vorhandenen Massen auf beide nahe gleich wirken, also herausfallen, während die Rechnungen in der Nähe der Station, besonders mit Hilfe von Karten mit Höhenkurven, ziemlich genaue Werte liefern. Solche Rechnungen sind daher schon vielfach mit Erfolg ausgeführt worden, zuerst wohl in England von Hutton, gelegentlich der Bestimmung der Dichtigkeit der Erde von Maskelyne am Berge Shehallien, später von Pratt für die englische und indische Vermessung. C. v. Orff hat für zwei Punkte im bayrischen Gebirge (Die bayrische Landesvermessung, München 1873. p. 758) und E. Pechmann für solche in Österreich (Die Abweichung der Lotlinie, Wien 1863, 2. Abhandlung 1865) ausführliche Rechnungen angestellt. Endlich sind solche Rechnungen noch für mehrere Punkte in der Schweiz durchgeführt worden.

Bei allen diesen Rechnungen ist es wünschenswert, die geologischen Verhältnisse der in Betracht kommenden Gegenden besonders in Bezug auf die Gesteinsdichte und deren Verteilung auch im Innern der Erde möglichst genau zu kennen. Da dies aber gewöhnlich nicht der Fall ist, muss man sich mit einigen angenäherten Annahmen behelfen. Umgekehrt können aber auch solche Rechnungen durch Vergleichung mit den direkt auf astronomischem Wege bestimmten Lotablenkungen eventuell auch unter Heranziehung von Resultaten, welche aus den Beobachtungen der Intensität der Schwere folgen, wieder Schlüsse auf die Verteilung der Massen in den Oberflächenteilen der Erde zu ziehen erlauben.

So fand sich aus den entsprechenden Attraktionsrechnungen in den Alpen, sowohl in der Schweiz als auch in Bayern und Österreich, dass es genügt, die Massen im Umkreise von etwa 35 *km* zu berücksichtigen, um miteinander gut vergleichbare Lotablenkungen zu erhalten. Hierbei kann man für alle Massen die gleiche Dichte einführen, und zwar 2.8. Für den schweizerischen Jura wird der Anschluss etwas genauer, wenn man die Dichte etwas kleiner annimmt, wie es ja auch in Wirklichkeit der Fall ist. Dann aber zeigen die gerechneten und die astronomisch bestimmten Lotabweichungen eine so gute Übereinstimmung, dass man annehmen muss, dass die Lagerung der Gesteine in den Alpen, besonders in Bezug auf ihre Dichte, eine sehr gleichmässige sein muss. (Dies Resultat erlaubt auch weiterhin, die Lotablenkungen von schwer zugänglichen Punkten in den Alpen recht sicher zu ermitteln und ist unter anderem auch neuerdings bei der Berechnung der Tunnelaxe des Simplon verwendet worden.)

Das günstige Ergebnis in den Alpen gab die Veranlassung, einige entsprechende Rechnungen für den Harz auszuführen, welcher ja bereits eingehend geodätisch und geologisch durchforscht ist. Es wurden hierzu drei Punkte gewählt, nämlich Harzburg im Norden, der Brocken, als sein höchster Punkt, und Hohegeiss im Süden.

Bei den vorliegenden Rechnungen sind die Formeln verwendet worden, welche in dem Hauptwerke der englischen Vermessung angegeben und von Helmert in übersichtlicher Weise in seinem bekannten Werke »Die mathematischen und physikalischen Theorien der höhern Geodäsie« Leipzig 1884, 2. Teil, p. 368 ff., mitgeteilt sind.

Hierbei wird das Terrain rings um die Station mittels konzentrischer Kreise mit der Station a und durch Radien in den Winkelabständen φ in Vierecke geteilt, deren Massen, bezw. deren mittlere Höhen h aus Karten, wozu sich besonders solche mit Höhenkurven eignen, ermittelt werden müssen. Man kann nun durch passende Anordnung der Entfernungen a_i a_k, bezw. der Winkel φ_m φ_1 die Rechnungen sehr vereinfachen, während die Abschätzung der mittlern Höhen eine ziemlich weitschweifige Arbeit ist. Da es aber dabei auf keine sehr grosse Genauigkeit ankommt, kann man sich nach einiger Übung auf Abschätzungen unter Zuhilfenahme der Horizontalkurven unbedenklich beschränken.

Ohne auf das Detail hier näher eintreten zu wollen, möge noch bemerkt werden, dass bei der vorliegenden Bearbeitung der drei Harzpunkte die Massen bis zu 32 *km* berücksichtigt wurden, wobei für jede Station die mittlere Höhe von 1612 Vierecken bestimmt wurde. In der nähern Umgebung jeder Station sind die Messtischblätter (1 : 25000), weiter entfernt die Höhenschichtenkarte des Harzes (1 : 500000) verwendet worden, welche Prof. Helmert gütigst zur Verfügung stellte.

Die Dichte der Massen (Θ_0) ist auf zweierlei Weise berücksichtigt worden. Zunächst wurde für alle gleichmässig $\Theta_0 = {}^1/_2\, \Theta_m = 2.8$ angenommen. Damit sind die folgenden Zahlen erhalten worden, wo ξ die Zenithabweichung nach Norden, η die nach Westen bedeutet. Vergl. die folgende Tabelle.

Berücksichtigte Massen	Harzburg 242 *m*		Brocken 1143 *m*		Hohegeiss 644 *m*	
	ξ	η	ξ	η	ξ	η
bis 1 *km* .	+0.24″	+0.07″	+0.01″	+0.18″	−0.08″	−0.01″
» 3.3 » .	+1.69	+0.58	+0.91	+0.71	−0.33	−0.17
» 8.0 » .	+4.12	+0.87	+2.17	+1.33	−0.83	−0.22
» 13.1 » .	+5.93	+1.14	+3.08	+2.05	−1.80	−0.45
» 19.5 » .	+7.36	+1.46	+3.95	+2.42	−2.78	+0.09
» 26.3 » .	+8.15	+1.57	+4.38	+2.56	−3.05	+0.10
» 32.0 » .	+8.51	+1.53	+4.55	+2.51	−2.99	+0.03

Man erkennt aus diesen Angaben sofort, dass hauptsächlich die Massen in der nähern Umgebung massgebend sind. Geht man noch weiter in der Entfernung, so ändern sich die Zahlen nur langsam und wenig, und zwar um nahe gleich viel für alle drei Stationen. Es sind deshalb die vorliegenden Rechnungen, welche aus Mangel an den nötigen Karten in grösserer Entfernung bei 32 *km* abgebrochen wurden, zur weitern Untersuchung vollständig genügend.

Bis jetzt liegen nur astronomische Beobachtungen der drei Punkte in Breite vor, welche die folgenden Lotablenkungen ergeben:

Station	Beob.	Diff.	Rechg.	Diff.	Beob.-Rechg.
Harzburg . . .	+ 17.7″	+ 4.3″	+ 8.5″	+ 4.0	+ 9.2
Brocken	+ 13.4	+ 10.6	+ 4.5	+ 7.5	+ 8.9
Hohegeiss . . .	+ 2.8		— 3.0		+ 5.8

Man ersieht aus dieser Zusammenstellung, dass zwischen den ersten beiden Punkten die Übereinstimmung ziemlich gut ist, nicht aber zwischen den beiden letztern, bei welchen eine Differenz von 3″ übrig bleibt. Es wurde deshalb der Versuch gemacht, wenigstens angenähert genauere Gesteinsdichten in den verschiedenen Gegenden bei der Rechnung zu verwenden, wodurch die folgenden Zahlen erhalten wurden:

Station	2. Rechg.	Diff.
Harzburg	+ 9.0″	+ 4.3
Brocken	+ 4.7	+ 7.7
Hohegeiss	— 3.0	

Es sind dadurch die relativen Werte zwischen den drei Stationen den Beobachtungen genähert worden, aber es bleibt immer noch der Unterschied zwischen den beiden letzten Werten zu klein gegenüber den astronomischen Angaben.

Es haben nun die Bestimmungen der Intensität der Schwerkraft im Harz Unterschiede in den idealen Störungsschichten im Meeresniveau bis zu 300 *m* Dicke ergeben, deren Attraktion sich in den Lotabweichungen nachweisen lassen dürfte. Prof. Helmert glaubt nun in der That, dass die obige Differenz von 3″ zwischen den gerechneten und beobachteten Lotablenkungen von Brocken und Hohegeiss auf jene Störungsschicht zurückzuführen ist. (Vierteljahrschrift der Astron. Gesellschaft, 34. Jahrg. 1899, p. 164.)

Es ergiebt sich daher aus der in Rede stehenden Untersuchung, ähnlich wie es sich auch für die Alpen gezeigt hat, dass es, wenigstens in den Gebirgen, möglich ist, aus den sichtbaren Massen die relativen Lotablenkungen zwischen nahe bei einander liegenden Orten mit grosser Annäherung abzuleiten, wobei man sich bei den Rechnungen auf einen kleinen Umkreis von 30—40 *km* beschränken kann. Es bietet sich daher für gewisse geophysikalische Untersuchungen und auch für manche praktische Zwecke dadurch ein schätzbares Hilfsmittel, auf verhältnismässig einfache Weise sich über die Stellung des Lotes und des daraus sich ergebenden Einflusses auf Triangulationen u. dergl. zu orientieren. Weiterhin ist es aber auch möglich, durch die Vergleichung der aus den sichtbaren Massen berechneten Lotstellungen mit denjenigen, welche die direkten Beob-

achtungen ergeben, über die Verteilung der Massen in den Oberflächenschichten der Erdkruste weitere Anhaltspunkte zu gewinnen, wodurch die Resultate, welche aus den Beobachtungen der Intensität der Schwere folgen, gestützt und genauer umschrieben werden.

Dergleichen Überlegungen möchten auch geeignet sein, sich vor Irrtümern zu bewahren, wie es z. B. die rein spekulativen Untersuchungen über die Niveauänderungen der Meere in der Eiszeit waren, während doch die entsprechenden Attraktionsrechnungen erlaubten, sofort die richtigen Grössenänderungen festzustellen.

Längenbestimmungen im Gebiete der österreichisch-ungarischen Monarchie. Die vom k. k. militär-geographischen Institut in Wien für die internationale Gradmessung ausgeführten Bestimmungen von Längenunterschieden, sowie die Ausgleichung des Längennetzes der österreichisch-ungarischen Monarchie, sind beendigt und ihre definitiven Ergebnisse jetzt publiziert.[1]) Die Längen sind sämtlich auf die der Wiener Sternwarte bezogen, deren Längenunterschied gegen Greenwich schon früher von Bakhuyzen genau ermittelt worden ist. Von dieser ausgehend sind die Längen der Hauptfixpunkte folgende:

	Östl. Länge von Greenwich		
Wien, k. k. Sternwarte, Zentrum der grossen Kuppel . .	1^h	5^m	21.39^s
Wien, Laaerberg, I. Fixpunkt der Gradmessung	1	5	36.21
Krakau, k. k. Sternwarte, Zentrum des Meridiankreises .	1	19	50.30
Lemberg, Sandberg, Fixpunkt der Gradmessung	1	36	11.15
Czernowitz, erzbischöfl. Garten, Fixpunkt der Gradmessung	1	43	41.75
Kronstadt, Schlossberg, trigon. Punkt I. Ordnung . . .	1	49	23.36
Budapest, Szechenyi-Denkmal, Fixpunkt der Gradmessung	1	15	58.04
Sarajewo, südöstlicher Basisendpunkt	1	13	18.27
Ragusa, Fixpunkt der Gradmessung auf Le Dance . .	1	12	24.31
Pola, k. k. Sternwarte, Meridiankreiszentrum	0	55	23.07
Bregenz, Pfänderberg, trigon. Punkt I. Ordnung	0	39	6.34
Kremsmünster, Sternwarte, Meridiankreis	0	56	31.61
Prag, trigon. Punkt I. Ordnung Dablic	0	57	51.89
Schneekoppe, trigon. Punkt I. Ordnung	1	2	57.65

Längenbestimmungen in den Vereinigten Staaten von Nordamerika. Schott teilt[2]) die definitiven Ergebnisse der von 1866—1896 ausgeführten Bestimmungen von Längendifferenzen in den Vereinigten Staaten mit. Es werden 45 Hauptpunkte in ihrer Länge gegen den Greenwicher Meridian aufgeführt. Darunter Washington (Kuppel der alten Sternwarte) mit $5^h\ 8^m\ 12.15^s$ W. Gr., Chicago (Passageinstrument der Sternwarte 1881) mit $5^h\ 50^m\ 29.45^s$, New-Orleans (Passageninstrument) mit $6^h\ 0^m\ 16.76^s$, San Francisco (Lafayette-Park, Passageninstrument) mit $8^h\ 9^m\ 42.86^s$. Der wahrscheinliche Fehler dieser Bestimmungen ist nahezu 0.05^s.

---

[1]) Die astron.-geodätischen Arbeiten des k. k. militär-geogr. Instituts zu Wien. 16. Wien 1899.

[2]) Report 1896—1897. Un. St. Coast. and Geodetic Survey. 2. Washington.

Die geodätischen Arbeiten in Nordamerika. Über den Stand der geodätischen Arbeiten in den Vereinigten Staaten berichtet Erasmus D. Preston.[1]) Die Ausführung derselben geschieht nach dem 1843 festgestellten Arbeitsplane. Im ganzen sind bisher 203 Grundlinien gemessen worden, darunter 19 Hauptbasislinien. Vor allem hervorzuheben ist die Messung des grossen Parallelkreisbogens unter 39° nördl. Br., der vom Atlantischen bis zum Stillen Ozean reicht, und dessen Endpunkte 49° Längenunterschied zeigen. Die höchste Station bei dieser Triangulation hat 4300 *m* Seehöhe; die grösste Dreiecklinie hat 294.104 *km* Länge (zwischen Mt. Ellen und Uncompahgre). Ein zweiter, schräg zum Meridian liegender Bogen von 22° Länge ist von der nordöstlichen Grenze in Maine bis zum südwestlichen Ende von Alabama, am Golfe von Mexiko, gemessen worden und ebenso, wie erwähnt, ein Parallelkreisbogen von 49° Längenunterschied, entlang dem 39. Breitengrade, vom Atlantischen bis zum Pazifischen Ozean. Die ganzen Neuengland-Staaten, ein grosser Teil der Mittelstaaten und ein ansehnliches Areal im S und W sind mit Triangulationen bedeckt, und in den anliegenden Regionen sind bereits sorgfältige Rekognoszierungen vorgenommen.

Diese Bögen werden wesentlich dazu beitragen, unsere Kenntnis der Erdgestalt in Nordamerika zu vervollständigen, besonders da auch zahlreiche Messungen der Intensität der Schwerkraft ausgeführt wurden. Geplant wird eine grosse Breitengradmessung längs dem 98° westl. L. Greenwich, die sich von der Südküste Mexikos bis in die Nähe des magnetischen Poles (Boothia) erstrecken soll.

2. Oberflächengestaltung.

Die Oberflächenform der Ebenen und ihre Umgestaltung unter der Einwirkung des ober- und unterirdisch zirkulierenden Wassers; von A. P. Pawlow. Von dieser in russischer Sprache erschienenen Abhandlung giebt Max Friederichsen eine lichtvolle Analyse,[2]) der folgendes entnommen ist:

»Gebirge verdanken ihre Existenz Verwerfungen und Faltungen der Erdkruste. In weiten Ebenen, wie dem russischen Flachlande, sind derartige Störungen von geringerer Bedeutung, da sie, in ihrer Ausdehnung beschränkt, den Grundcharakter der Gegend wenig verändern (vergl. Falten am rechten Dnjepr-Ufer). Weit wichtiger erscheinen diejenigen Kräfteäusserungen, welche von aussen auf das vom Meere oder Inlandeise verlassene Land während ungezählter Jahrtausende ausgeübt wurden, speziell unter der mannigfachen Beihilfe des Wassers.

Wenn auch unter der Oberfläche wirkend, so doch durch oberflächliche Niederschläge veranlasst, gehört unterirdisch zirkulierendes

[1]) Petermann's Mitteilungen 1900. p. 73.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1900. Litteraturbericht. No. 28. p. 7.

Wasser als einflussreiches Agens diesem Erscheinungskreise an. Pawlow schlägt für die Gesamtheit der Wirkungen dieses im Gebiete der russischen Ebenen nicht seltenen Phänomens nach Analogie sonst üblicher Ausdrücke (z. B. Denudation, Erosion u. s. w.) den Namen »Suffosion« (vom lat. Wort »suffodio«) = Untergrabung vor. Der Ausdruck dürfte dem Wesen der Erscheinung entsprechen.

Können durch Suffosion Senkungen und Unebenheiten des Reliefs erzeugt werden, so vermögen die mannigfaltigen Prozesse der »Akkumulation« den entgegengesetzten Effekt auf den Habitus der Ebene auszuüben. Vor allem werden durch fluviatile Absätze vorhandene Vertiefungen durch Alluvionen ausgefüllt. Beispiele bieten in zahlloser Menge die heutigen Flüsse Russlands, sowie die mächtigen eiszeitlichen Flusssysteme, deren Spuren wir in Russland (analog den Verhältnissen des norddeutschen Flachlandes) in Gestalt breiter, das rezente Alluvium begleitender Sandflächen nachzuweisen vermögen (z. B. im Flussgebiete der Sura, Swijaga und Mokscha, westlich Simbirsk a. Wolga).

Durch Lagerungsverhältnisse und Struktur vom Alluvium verschieden, durch Gleichheit des Bildungsprozesses zu einer genetischen Gruppe vereint, stellt Pawlow dem Alluvium das »Deluvium« gegenüber. Der Name (abgeleitet vom lat. Wort: de-luo = abwaschen) und die unter ihm zusammengefassten Bildungen stellen nach Pawlow's Definition alle jene petrographisch so verschieden ausgebildeten Ablagerungen dar, welche in meist bedeutender Mächtigkeit die Hänge von Erhebungen, sowie die Abdachungen von Senken als Verwitterungsprodukte bedecken und, durch die Einwirkung der Regen- und Schneewässer von den Höhen zu den Tiefen verschleppt, vorhandene Unebenheiten des Reliefs auszugleichen suchen. Nach ihrem petrographischen Habitus können diese Bildungen sehr verschieden vom Anstehenden ihrer direkten Unterlage sein und je nach Art und Umständen ihrer Entstehung von Breccien, Konglomeraten und Sanden bis zu Lehmen, Mergeln und fein zerriebenen lössartigen Gebilden variieren. Wenn man die bei der Bildung solchen »Deluviums« vorwaltenden Faktoren (räumlich unbegrenzte Wirkung der Atmosphärilien in Gestalt von Regen, Schnee u. s. w.) vergleicht mit den vorwaltenden Agenzien, welche zur Entstehung von Alluvium (in bestimmten Grenzen fliessendes oder stehendes Wasser) und Eluvium (Wind) führen, so wird man gegen die genetische Selbständigkeit von Pawlow's »Deluvium« kaum etwas einwenden können und die Zusammenfassung dieser auf gleiche Ursachen zurückführbaren jugendlichen Bildungen unter gemeinsamem Namen nur billigen können. Deluvium ist demnach die ganze Masse verschiedenartigen Verwitterungsmaterials, welches nicht Alluvium und nicht Eluvium darstellt.

Verändern erwähnte Vorgänge das Relief der Ebene durch Aufschüttung, so arbeitet Erosion am Relief durch Abtragung. Gemäss ihrer morphologischen Bedeutung nimmt daher die Betrachtung

der Erosionswirkungen einen breiten Raum in Pawlow's Ausführungen ein. Unter ihnen beansprucht, neben einer durch Beispiele und Zeichnungen belegten theoretischen Betrachtung über Typen von Erosionsschluchten, die Erörterung der in Russland besonders häufigen asymmetrischen Thäler besonderes Interesse. Pawlow beschränkt sich dabei auf einige lehrreiche Beispiele, welche sich ungezwungen und ohne Herbeiziehung des sonst zur Erklärung benutzten sogenannten Baer'schen Gesetzes lediglich aus der geologischen Lagerung befriedigend erklären lassen. Pawlow weiss auf Grund seiner Erfahrungen als aufnehmender Geolog eine grosse Zahl von Fällen anzuführen, wo sich der Gegensatz des steilen zum flachen Ufer in ungezwungener Weise als Folge isokliner Neigung der durch das Flussthal angeschnittenen wasserführenden Schichten erklärt. Dadurch wird einseitiges Auftreten der Quellen an einer Thalseite und Ausbildung der durch diesen Quellenhorizont unterwaschenen Thalwand als Steilabbruch bedingt. Die gegenüberliegende Thalseite ist dann quellenarm und sanft ansteigend, weil die Neigung der wasserführenden Schichten, nicht wie auf der Steilseite, dem Thale zugewandt ist und demnach keinen Quellenhorizont zu veranlassen vermag. Natürlich können sich asymmetrische Thäler auf diese Weise nur bei Flüssen bilden, welche dem Streichen der Schichten folgen, und in der That finden wir in der russischen Ebene sehr häufig derartige Beispiele. Während die Swijaga (rechter Nebenfluss der mittlern Wolga) in ihrem meridionalen Laufe die O—W streichenden und nach S einfallenden Schichten in einem nahezu symmetrischen Thale durchsägt, finden wir bei den linken Zuflüssen, welche in der Streichrichtung der Schichten fliessen, die Nordhänge steil und quellenreich, die Südhänge sanft und quellenarm Auf dieselbe Weise erklärt Pawlow den Gegensatz der Thalseiten einiger nördlicher Zuflüsse des Samara-Flusses (zwischen Samara und Orenburg). Weitere treffliche Beispiele bietet die Gegend zwischen Kursk und Charkow. Auch auf Verhältnisse ausserhalb Russlands glaubt Pawlow diese Erklärung anwenden zu dürfen. So erklärt er die Ungleichseitigkeit der von Tietze[1]) aus der Umgegend von Lemberg beschriebenen Thäler, sowie die von Rucktäschel[2]) durch Wirkung vorherrschend westlicher Regenwinde erklärten einseitigen Thäler des westlichen Sachsens auf gleiche Weise.

Es lässt sich nicht leugnen, dass Pawlow's durch charakteristische und genügend untersuchten Beispiele belegte Erklärungsversuche asymmetrischer Flussthäler Russlands für eine Reihe von Fällen eine ungezwungene und befriedigende Erklärung bieten. Trotzdem kann in sehr vielen und markanten Fällen diese Erklärung nicht in Frage kommen, wie solches auch vom Autor keineswegs beansprucht wird. Der grossartige Kontrast von rechtem Steil- und

---

[1]) Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt 1882. 32. Heft 1.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1889. p. 224.

linkem Wiesenufer, wie ihn die nahezu meridional fliessende Wolga südlich ihres Knies bei Kasan darbietet, kann beispielsweise auf obige Art nicht erklärt werden, da der Fluss südlich Kasan ziemlich senkrecht zum Schichtenstreichen abfliesst. Hier, wie in andern Fällen, dürfte die seitliche Erosion des Flusses ein Faktor sein, welcher, von Pawlow in seinem Aufsatze nicht berührt, neuerdings in Philippson's Reiseskizzen[1]) der Beachtung der Kenner Russlands angelegentlich empfohlen wurde.

Die deutsche Nordseeküste in physikalisch-geographischer und morphologischer Hinsicht bildet den Gegenstand einer Studie von Reinhold Haage.[2]) Lage und Gestalt der deutschen Nordseeküste werden nach dem Verf. durch zwei Linien und einen Punkt fixiert: a) Mündung der Westerwoldschen Aa in den Dollart bei der Stadt Bunde — Bremen — Hamburg — Hvidding; b) Westspitze von Borkum — Marne bei Brunsbüttel — Nordspitze von Romoe; c) Helgoland. Die zweimal gebrochene Linie Aa-Mündung — Bremen — Hamburg — Hvidding repräsentiert die sogenannte Innenküste, d. i. die Linie, die die Punkte verbindet, mit denen das Meer am weitesten landeinwärts reicht. Der Rechtwinkelzug Borkum — Marne — Romoe bildet gewissermassen das Rückgrad der ganzen Küste. Das Felseneiland Helgoland schliesslich liegt gleichsam im Schwerpunkte des rechtwinkligen, gleichschenkligen Dreieckes, das durch diese Linie b) und die gerade Verbindung Romoe — Borkum eingeschlossen wird.

Zunächst betrachtet Verf. die geologische Entwickelungsgeschichte der deutschen Nordseeküste: »Bekanntlich war während der Oligocänzeit ganz Norddeutschland bis an den Fuss des Erzgebirges von einem Meere bedeckt, das durch einen schmalen Meeresarm längs des Senkungsgrabens des Oberrheins zwischen Taunus und Vogelsgebirge und zwischen Vogesen und Schwarzwald mit einem nordalpinen Tertiärmeere verbunden war. In der darauffolgenden Epoche, dem Miocän, löste sich diese Verbindung zwischen Nordmeer und Südmeer. Das eine zog sich nach Nordwest, das andere nach Südost zurück. Schliesslich lag von Deutschland ausser der nördlichen Kalkalpenzone und der schwäbisch-bayrischen Hochebene nur noch das Gebiet der heutigen Hochmoore unter Wasser, d. s. die Länder Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Hannover, Oldenburg und die Niederlande. Die Nordküste Deutschlands mag in dieser Zeit einen Verlauf gehabt haben, der sich etwa durch die folgenden Orte andeuten lässt: Rostock, Wittenberge, Hannover, Bielefeld, Münster, Essen, Brüssel, Ostende.

Zur Pliocänzeit scheint nur noch die Niederung der Rheinmündung vom Meere bedeckt gewesen zu sein. In Deutschland ist die Pliocänformation nicht vertreten, ein Zeichen dafür, dass dasselbe während der Ablagerung dieses letzten Elementes des Tertiärs bereits Land war. Die Zeit der Entstehung der deutschen Nordseeküste in ihrer heutigen Grundform dürfte demnach zwischen dem Miocän und dem Pliocän zu suchen sein. Immerhin können vielleicht auch noch in der Quartärzeit geringe Transgressionen stattgefunden haben. Ja, es sprechen viele Anzeichen dafür, dass die Küstenstriche von Hannover, Oldenburg und Holstein

---

[1]) Zeitschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin 1898. p. 35 ff. — Petermann's Mitteilungen 1899. p. 269—271.

[2]) Mitt. des Vereins für Erdkunde zu Leipzig 1899. Leipzig 1900.

während der diluvialen Vergletscherung Norddeutschlands zeitweise von einem seichten Meere bedeckt waren. Bei Stade, Bredstedt, Meldorf, Rotenburg und vielen andern der Nordseeküste nahegelegenen Orten sind im Korallensande, dem interglazialen Ablagerungsprodukte, Thonlager mit marinen Ablagerungen, Resten ehemaliger Austernbänke gefunden worden. Mithin muss das Meer in dem auf die erste Eiszeit gefolgten Zeitalter sich weiter landeinwärts erstreckt haben als heute.

Auch während der letzten Vergletscherungsepoche ist Nordwestdeutschland wahrscheinlich Meer gewesen. Denn nicht nur die sogenannten Friktionserscheinungen des Inlandeises, wie Schliffe, Schrammen, die erratischen Blöcke, die gesellig auftretenden Evorsionsseen, haben die der Nordsee zunächst gelegenen deutschen Küstenstriche nicht aufzuweisen — der 182 *m* hohe Piesberg bei Osnabrück ist für die deutsche Nordseeküste der nächste Ort, an dem Gletscherschliffe deutlich ausgeprägt sind —, sondern es fehlt sogar in Hannover und Oldenburg westlich von der Linie Stade-Ülzen-Bergen a. d. Dumme der obere Geschiebelehm, das Zermalmungsprodukt der Gletschermoränen der letzten Eiszeit. Einen weitern Grund für die Annahme einer Meeresbedeckung Nordwestdeutschlands während der Eiszeit hat man in dem Umstande zu erblicken geglaubt, dass sich bei Groningen in Holland obersilurische Kalke finden, die von der Insel Gotland zu stammen scheinen, von denen man aber in Schleswig-Holstein und Hannover nicht die geringsten Spuren erblickt; und es liegt so die Vermutung nahe, dass der äusserste Nordwesten Deutschlands nur durch Drifteis von den Einwirkungen der diluvialen Vergletscherungen berührt worden sei. Für die letzte Eisperiode wenigstens ist dies wohl mit ziemlicher Gewissheit anzunehmen. Buchenau sagt von ihr: »Während der ganzen Zeit ihrer Dauer blieb der deutsche Nordwesten der verarmenden Ausspülung eines flachen Meeres oder der Auslaugung und Auswehung durch die atmosphärischen Gewässer und den Wind ausgesetzt«.[1]) Sie hat jedenfalls den Grund gelegt für die Unfruchtbarkeit der dürftigen, öden Geest- und Heidelandschaft Nordwestdeutschlands.«

Vulkanische und seismische Kräfte haben an der Bildung der deutschen Nordseeküste keinen Anteil gehabt.

»An vielen Stellen der Küste werden Anzeichen einer positiven Strandverschiebung in historischer Zeit angetroffen. An keiner Stelle kann eine Niveauveränderung konstatiert werden, die einer Hebung des Landes entspräche. Gleichwohl sind alle diese Argumente, namentlich weil man bis jetzt nur an einzelnen weit auseinander liegenden Orten Beobachtungen gemacht hat, noch nicht gewichtig genug, um die Annahmen einer allgemeinen positiven Strandverschiebung der ganzen Küste zu rechtfertigen. Sicher aber ist, dass Senkungen lokaler Natur stattfanden, die freilich zum Teil auch auf das Nachgeben des Untergrundes, der auf unreifen Mooren ruht, zurückzuführen sind. An manchen Stellen der Küste, wie in der Wilstermarsch am rechten Ufer der Unterelbe und am Dollart scheinen diese durch die Nachgiebigkeit des Untergrundes bedingten Senkungen des Landes noch anzuhalten.«

»Der Flutwechsel schwankt an den dem offenen Meere zugewandten deutschen Küsten zwischen 2.5 und 3.5 *m* und wird im Mittel als 3.3 *m* angenommen;[2]) er ist also, namentlich im Vergleiche zu dem an der englischen Küste, verhältnismässig gering. Auch besteht hier kein grosser Unterschied zwischen Springflut und Nipflut wie etwa bei Boston Deep an der britischen Ostküste, wo die Fluthöhe bei Springzeit 7.1 *m* und bei Nipzeit 2.8 *m* beträgt. Daher kommt es auch, dass an der deutschen Nordseeküste der Einfluss der Stürme auf die Gezeitenerscheinung merklich

[1]) Buchenau, Die Ostfriesischen Inseln und ihre Flora. (Verh. des XI. deutschen Geographentags zu Bremen. p. 132.)

[2]) cf. Tabelle der Hafenzeiten im Segelhandbuch der Nordsee Heft I. p. 56.

hervortritt. Durch Richtung und Stärke des Windes wird hier die Flutgrösse derartig verändert, dass zuweilen taube Fluten grösser erscheinen als Springfluten.

Ihr Maximum erreicht die Fluthöhe an unserer Küste bei Wilhelmshaven, 3.5 *m*. Dies liegt offenbar in der trichterförmigen, sackartigen Gestalt der Jade und der Verengung ihrer Mündung begründet. Von allen unmittelbar am Meere gelegenen deutschen Orten hat die Insel Helgoland die kleinste Fluthöhe. Dieselbe beträgt zur Nipzeit 1.8 *m*, zur Springzeit 2.8 *m*.

Von den gesamten Nordseeküsten haben nur die norwegischen und die dänischen geringere Fluthöhe als die deutschen; an diesen schwankt sie zwischen 1.0 und 1.5 *m*.

Die Geschwindigkeit der Gezeitenbewegung steigt an keinem deutschen Küstenorte über zwei Seemeilen in der Stunde.«

»Infolge des starken Salzgehaltes und der hohen Temperatur friert die Nordsee auf hoher See niemals zu. Nur an den Küsten und im Wattenmeere zeigt sich Eisbildung. Die Wattflächen, die sich längs der ganzen deutschen Nordseeküste hinziehen, begünstigen dieselbe ausserordentlich. Die seichten Wassertümpel, die bei Eintritt der Ebbe auf ihnen zurückbleiben, frieren leicht und schnell zu. Die zurückkehrende Flut hebt die Eisschollen auf, trägt sie landeinwärts und legt sie in einer geschützten Bucht nieder. Während jedes Niedrigwassers bildet sich eine neue Eisdecke über den Watten, die einen weitern Beitrag zur Eisanhäufung liefert. Hierzu kommt noch das Eis der Ströme und Küstenflüsse, das meist in Gestalt treibender Schollen dem Meere zugeführt wird. Sobald dieselben das Wattenmeer erreicht haben und in das eigentliche Bereich der Gezeitenbewegungen gelangt sind, werden sie von dem Hochwasser zum grossen Teile auf die zu beiden Seiten der Mündungen liegenden Watten und Sände hinaufgetrieben und dort niedergelegt.

Auf diese Weise ereignet es sich, dass in strengen Wintern das ganze ost- und nordfriesische Wattenmeer zufriert bis auf die wenigen breiten Tiefe, die dasselbe durchziehen. Dann sind die Inselbewohner oft wochen- und mondelang von jedem Verkehre mit dem Festlande abgeschnitten. Nur in Fällen dringendster Not werden dann Versuche gemacht, auf dem an Spalten und offenen Flussrinnen reichen Watteis mittels des Eisbootes, das je nach Bedarf als Schlitten oder als Kahn benutzt werden kann, das Land zu erreichen. Bei andauerndem Froste findet wohl auch zwischen dem Festlande und den nächstgelegenen Inseln ein Verkehr zu Fuss über die feste Eisdecke statt.

Die grösste Gefahr aber entsteht für die Inselfriesen erst dann, wenn das Watteis im Frühlinge zu tauen beginnt. Dann tragen gewaltige Orkane die Treibeismassen zuweilen bis auf die Wiesen und Gehöfte der Inseln hinauf, und solche Eisfluten richten oft grössern Schaden an als die Sturmfluten. Nach jedem Winter sind starke Veränderungen in dem deutschen Wattenmeere zu verzeichnen. An einer Stelle sind grosse Wattflächen von den Eisschollen fortgerissen worden, an einer andern sind neue Sände angesetzt worden; und in jedem Frühjahre muss die Betonnung in den Küstengewässern geprüft, und wo es sich nötig macht, ersetzt und verlegt werden.

Was die Eisverhältnisse in den Flussmündungen und Häfen der deutschen Küste anbetrifft, so sind, um diese eingehend zu ergründen, im Jahre 1882 vom Hydrographischen Amte der deutschen Admiralität an sämtliche Hafenbehörden Fragebogen zur Beantwortung ausgegeben worden.[1])

Diese behördlichen Anfragen lieferten für die Häfen der Nordseeküste die Fixierung der folgenden Thatsachen:

1. Die Eider (Hafenbehörde Rendsburg). Die Eider friert in sehr strengen Wintern bis unterhalb Tönning zu; sogar ein Teil des Purren-

[1]) Annalen der Hydrographie 1882. Heft VI.

stromes, d. i. die Ausseneider, ist dann mit Eis bedeckt. Niemals aber geht diese feste Eisdecke über Vollerwiek hinaus. Eisgang und Eisstauung sind auf der Eider noch nicht beobachtet worden.

2. Die Elbe (Hafenbehörde Hamburg). Auf der Elbe zeigt sich Eis in den Monaten Dezember bis März, so dass von Mitte Dezember bis Ende Februar unter Umständen der Schiffsverkehr durch Eis behindert ist. Das Eis bildet sich zuerst auf den Sänden und verschwindet zuerst wieder im Fahrwasser. Der stärkste Eisgang findet natürlich im Stromstriche statt. Eisstopfungen, die bei anhaltenden Ostwinden leicht eintreten könnten, werden durch die Thätigkeit der Eisbrecher verhindert.

3. Die Unterelbe (Hafenbehörde Kuxhaven). Ein völliges Zufrieren der Elbe findet von Glückstadt bis Kuxhaven überhaupt nicht statt. Ebbe und Flut halten die Eismassen beständig in Bewegung. Mit den im Februar und März eintretenden Regenschauern verschwindet die Eisbedekkung sehr schnell. Infolge der Vereisung müssen oft Segelschiffe vor der Elbmündung in dem Hafen von Kuxhaven Schutz suchen.

4. Die Weser (Hafenbehörde Bremen). Die Eisbildung bei Bremerhaven hängt von der Kälte im obern Stromgebiete ab. 2 bis 3 Tage anhaltende Fröste von — 4° C. bereits bilden auf den Sänden um den Leuchtturm »Hohe Weg« herum das sogenannte Jungeis. Das Eis bildet sich auf dem Ufer, das der Strömung am wenigsten ausgesetzt ist. Es kann zuweilen vorkommen, dass alte Fahrwasser durch den Eisgang zerstört und neue gebildet werden.

5. Die Jade (Hafenbehörde Wilhelmshaven). Es gab Jahre ohne jede Eisbildung und wiederum andere, in denen sich das Watteis bis Anfang April erhielt. Ein gänzliches Zufrieren des Fahrwassers findet in der Jade nicht statt. Der Eisgang ist am stärksten an den vorspringenden Ecken des Mündungstrichters und an der Leeseite des Fahrwassers. Eine vollständige Stockung des Schiffsverkehrs infolge des Eises tritt in der Jade nicht ein.

6. Ems und Dollart (Hafenbehörde Emden). Das Eis bildet sich zuerst an der Leeseite, dann auf der Luvseite, zuletzt im Fahrwasser. Der Frost währt von Mitte Dezember bis März. Der Dollart ist bei westlichen und südwestlichen Winden namentlich, in seinem östlichen Teile, mit Eis angefüllt; hingegen ist dann auf der holländischen Seite ein mehr oder weniger breites Fahrwasser offen.«

Die Frage nach der Entstehung der Marschen und Watten ist seit Jahrhunderten eine heftig umstrittene gewesen. Dass die Marschen Schwemmland sind, darüber ist man sich zu jeder Zeit klar gewesen. Doch sehen sie die einen für ein Schwemmprodukt der Flüsse an; andere wiederum halten die anschwemmende Thätigkeit des Meeres für den wesentlichen Faktor ihrer Entstehung. Dass das Meer nicht unbedingt erforderlich ist bei der Bildung von Neuland, darin ist den letztern Recht zu geben, das ersieht man ja daraus, dass sich längs des ganzen Unter- und Mittellaufs der Ströme Alluvionen, die sogenannten Flussmarschen, hinziehen, die frei von der Einwirkung des Meeres entstanden sind. Ausserdem ist zu berücksichtigen, dass, wie die neuesten von v. Gümbel angestellten Untersuchungen des Meeresbodens der Nordsee lehren, der thonige und schlammige Schlick oder Klei, der den Hauptbestandteil der Marschen bildet, nur in verschwindend geringen Mengen auf dem Meeresgrunde angetroffen wird. Prestel's Annahme, das Material der deutschen Marschen entstamme den englischen und schottischen Felsenküsten, an deren Zertrümmerung die Brandung ununterbrochen arbeite, wird durch die Thatsache hinfällig, dass die Trübung des Wassers der Nordsee erst im Wattenmeere beginnt, während draussen auf hoher See die Meeresfluten die schönste Klarheit aufweisen. Anderseits aber ist von Arend's an der Hand von Messungen der Schlickführung der Nordseeströme festgestellt worden, dass sämtliche der Nordsee zugehörige Flüsse Mitteldeutschlands in einem Zeitraume von 3 Jahrtausenden höchstens 6 Quadratmeilen, d. s. 330.36 *qkm*, Land hätten

bilden können, vorausgesetzt, dass alle Sedimente, die diese mitführen, an der Küste abgesetzt würden und nicht das geringste hiervon dem Meeresgrunde der hohen See zugeführt würde, ein Exempel, das an sich richtig sein mag, das aber bei einer Entscheidung der Frage nach der Entstehung des Marsch- und Wattenlandes nicht die Bedeutung besitzt, die ihm zuweilen zuerkannt wird, da es in dem offenbar ganz willkürlich angenommenen zeitlichen Faktor eine Voraussetzung in sich birgt, die noch der Bestätigung harrt. Denn wer sagt uns, dass die Marschbildung an der deutschen Nordseeküste erst seit 3000 Jahren vor sich gehe? Erst die Chemie hat uns gelehrt, in das Geheimnis der Neulandbildung an Flachküsten einzudringen: Vor allem ist eine grosse Menge von Meeressalzen zur Schlickbildung nötig, die Basen derselben, Kalkerde und Talkerde, verbinden sich mit der Humussäure, die das Flusswasser gelöst enthält, und liefern so den Schlamm, das wichtigste Bindemittel für die Sandmassen und übrigen Stoffe, die Meer und Fluss an den Mündungen anhäufen. Die humussauren Salze bilden den Hauptfaktor für die Entstehung der Watten und der Marschen. Hieraus erklärt sich auch in gewisser Hinsicht das Fehlen der Wattenbildungen in andern Meeren, wie z. B. in der salzarmen Ostsee.«

»Von den nordfriesischen Inseln, die sich längs der Westküste von Schleswig von der Halbinsel Eiderstedt bis zur Halbinsel Skalling erstrecken, bilden nur die fünf nördlichsten, Fanö, Kielsand, Koresand, Manö und Röm eine geschlossene gerade Linie. Aber schon die dreifingerförmige Insel Sylt springt um ein beträchtliches von dieser Linie nach Westen vor. Höchstens Amrum und das kleine Seesand vor der Süder-Aue können noch als Glieder jener Kette angesehen werden. Die breite Insel Föhr jedoch und die Halligen passen durchaus nicht zu einer reihenförmigen Anordnung. Letztere scheinen zur Zeit des Hochwassers kleine, über das Wattenmeer in wechselvoller Form bunt durcheinander hingestreute Inselchen zu sein; in Wahrheit sind sie nichts anderes als die Kuppen dreier breiter, an das Festland angegliederter Wattblöcke, die durch die Süder-Aue und die Norder-Hever voneinander getrennt sind. Die Inseln des nordfriesischen Archipels bilden also keineswegs in sich ein einheitliches Ganze; auch sind die beiden Halbinseln Skalling und Eiderstedt nicht als die natürlichen Abgrenzungen desselben anzusehen. Denn Skalling trägt genau denselben Dünencharakter wie die dänischen Sandinseln Fanö, Manö und Koresand; und was Eiderstedt anbetrifft, so steht fest, dass diese Halbinsel in historischer Zeit noch zu den nordfriesischen Inseln gehört hat und erst mittels Deichbauten künstlich an das Festland angegliedert worden ist. Wenn es also bei der geschlossenen Kette der ostfriesischen Inseln noch angängig ist, von einem »nehrungsartigen Inselstreifen« zu sprechen, für die nordfriesische Inselwelt würde eine solche Bezeichnung nur dazu angethan sein, eine irrige Meinung über die Entstehung dieser Inseln hervorzurufen.

Einwandsfreier und mehr einleuchtend dürfte die folgende Erklärung der Entstehung der friesischen Inseln sein: In früherer Zeit ragte das Festland in geschlossener Form noch ein Stück über die heutigen Inseln hinaus. — Hahn nimmt an, dass vor 2 bis 3 Jahrtausenden die Aussenkante des Festlandes etwa mit der heutigen 10 Faden-Isobathe zusammenfiel. — Das Wattenmeer bestand damals noch nicht. In gerader Linie setzte sich die jütische Westküste nach der Elbemündung hin fort und verlief von hier an, rechtwinkelig umbiegend, nach Westen. Die heutigen friesischen Inseln bezeichnen den damaligen, jedenfalls etwas erhöhten Dünensaum des Festlandes. Hinter demselben lagen, vielleicht tiefer als das Meeresniveau, Niederungen, ähnlich den heutigen Depressionen der Niederlande. Unter der Mitwirkung einer vielleicht noch heute andauernden positiven Strandverschiebung drang das Meer in die Mündungen der Ströme und Küstenflüsse ein. Letztere traten aus ihren Ufern, und es bildeten sich hinter den Dünen in den Niederungen Lagunen. Mit jeder Sturmflut erweiterten sich die Mündungsthore der Flüsse. Schliesslich vereinigten sich

bei fortschreitender positiver Strandverschiebung die Lagunen, von denen noch heute die Torfmoore zeugen, zu einem einzigen Wattenmeere, und von den Küstenrändern blieben nur noch die Inselreihen übrig; auf diese Weise erhielt das Überschwemmungsgebiet, das Wattenmeer, zwischen den Inseln ebensoviel breite Eingänge, als das Land Ströme und Küstenflüsse besessen hatte und noch besass. Die deutschen Nordseeinseln sind nicht als nehrungsartige Gebilde den Strandwällen der Ostsee zur Seite zu stellen, sondern sie sind kontinentale Abgliederungsinseln. Dass bei diesem Zerstörungswerke die Westküste Schleswigs stärker in Mitleidenschaft gezogen wurde als die ostfriesische Küste, kann nicht Wunder nehmen, da ja gerade dort die südlich der Doggerbank durch das Silver-Pit in westöstlicher Richtung verlaufende Gezeitenwelle senkrecht zur Küstenlinie auftrifft. Ein trefflicher Beweisgrund dafür, dass nur in dieser Weise sich die Entstehung der friesischen Inseln deuten lässt, liegt in dem Vorkommen von Dünen auf diesen Inseln. »Es ist an sich undenkbar«, sagt Meyn[1]), »dass eine Düne im tiefen Meere oder auch nur im offenen Meere entstehe; sie will und muss notwendig ein Festland hinter sich haben, um darauf zu wandern und Bestand zu gewinnen. Daher waren die Marschen westlich an der Inselkette, auf denen die Düne rückwärts gewandert ist, ... vorhanden, ehe die Dünenkette entstand. Damit aber Marsch sich bilden konnte, musste es ein schützendes Vorland auf der Aussenkante geben, und damit die Düne sich bilden konnte, musste das Vorland ein sandreiches sein.« Mit andern Worten: Das Festland muss einst noch ein Stück über die heutigen Inseln hinausgereicht haben. »Überall, wo Dünen auf Nehrungen ohne dahinterliegendes Festland sich finden, bezeichnen sie ein zerstörtes Festland, dessen Überbleibsel sie sind. Im Meere entsteht keine Düne.«

Im zweiten Teile seiner Arbeit behandelt Verf. die Morphologie und Morphometrie der deutschen Nordseeküste, bezüglich deren auf das Original verwiesen werden muss.

Veränderungen an der niederländischen Küste. Vom April 1896 bis zum April 1897 hat sich längs des ganzen Strandes von Delfland der Fuss der Dünen durchschnittlich um 5 *m* seewärts vorgeschoben. Die Dünen von Rijnland haben in der Provinz Südholland während des Jahres 1897 einen Zuwachs von 6 *m* erhalten, hauptsächlich längs des Dünenflusses, ohne dass der Strand dadurch Veränderungen erfuhr. Die neuen Strandmessungen längs der Dünen Nordhollands ergeben, dass seit 1843 auf einer Erstreckung von 66 *km* eine Abnahme des Dünenfusses um durchschnittlich 18 *m* stattgefunden hat, während jedoch die Niederwasserlinie im Durchschnitte sich um 26 *m* seewärts verschoben hat. Längs der Nordseeküste von Texel fand vom Mai 1850 bis Juli 1897 eine durchschnittliche Zunahme des Dünenfusses von 233 *m* statt, während die Hochwasserlinie 62 *m*, die Niedrigwasserlinie 86 *m* seewärts verschoben wurde. Texel ist sonach ein Punkt Hollands, wo sowohl der Strand wie die Düne seit Beginn der Strandmessungen bedeutend zugenommen haben.

---

[1]) Meyn, Die geognostische Beschreibung der Insel Sylt. Berlin 1876. p. 58 und 96.

Die Kalmitgruppe, bildet den Gegenstand einer litterarischen Studie von Dr. C. Mehlis.[1])

»Unter der Kalmit, oder richtiger dem Kalmit, versteht man den höchsten Gipfel, die beziehungsweise Gipfelgruppe des pfälzischen Buntsandsteingebirges, das in neuerer Zeit Hart oder Hardt genannt wird, jedoch in frühern Tagen noch zum Waskenwalde oder zu den Vogesen gerechnet wurde. Heisst doch Neustadt in Urkunden entweder »an der Hart«, oder »auf dem Wosigen«. Der Pfälzer sagt gewöhnlich »die« Kalmit, und so wollen wir es vorläufig belassen, obwohl die offiziellen Karten und Aufnahmen »der Kalmit« schreiben.

In geographischer Beziehung gehört zu dieser Buntsandsteingruppe die ganze Masse, die im Westen vom obern Hüttenbache, Finsterthale und Schönthale, im Norden vom Speyerbache, im Osten von der Rheinebene, im Süden vom untern Hüttenbache begrenzt wird, der von St. Martin am Kropsbache — von der Krupsburg — genannt wird und unterhalb Geinsheim in den Speyerbach eintritt.

Der Hauptkamm dieser Gruppe ist im Westen von einer tektonischen Verwerfungsspalte begrenzt,[2]) welche von der Queich bei Albersweiler über die Sättel zwischen Orensberg und Ringelsberg, Rossberg und Teufelsberg, Kesselberg und Blättersberg, Morschenberg und Hochberg, Rothsohlerberg und Kalmit, Hohberg und Königsberg zieht. Für die Kalmitgruppe ist der niederste Sattel oder Pass zwischen Rothsohlerberg 608 *m* und Kalmit 683 *m* von Wichtigkeit. Hier in dem »Hüttenthale« scheiden sich die zwei von der Westseite unserer Gruppe ziehenden Bäche, der Hüttenbach, der nach Süden und dann am Hüttenbergfusse nach Südostsüd fliesst, und der Finsterthalbach, der weiter unten das Buchenbachwasser, dann das aus dem Hellerthale kommende Bächlein, endlich den Kaltenbrunn aufnimmt, um dann in Schönthal zur Königsmühle, dem neuen Luftkurorte, hinabzuplätschern. Einen gemeinsamen Stamm trägt dieser letztere Bach merkwürdigerweise nicht.

Nach der andern Seite der Kalmitgruppe senken sich noch folgende Thalungen und Thalwege ab:

1. Nach Nordwesten das Buchenloch. Es zieht zwischen einem Ausläufer der »Kleinen Kalmit« und dem Zwerchberge und bildet mit dem von der Teufelskehle und der Hüttenhohl herabkommenden Bächlein einen ansehnlichen Weiher, der zur Wasseraufspeicherung angelegt wurde. Vom südlichen Hange des Zwerchberges zieht ein alter Zickzackweg hinauf zum Hochsattel vom »Hahnenschritte«, der ca. 600 *m* Meereshöhe misst. Vom Buchenloche selbst führt kein Weg zur Höhe.

2. Von der Zwerchberghöhe zieht nach Norden und Westen, begleitet von »Steinenberg«, im Osten von den nördlichen Ausläufern der »Hohen Loog« (620 *m*), das buchenumrauschte, idyllisch-friedliche Kaltenbrunnerthal. Während dieser Erosionsriss weiter unten nichts darstellt als eine Thalschlucht, ist die Thalung oben kesselartig erweitert. Nicht weit vom Südostkamme entspringt die oberste Quelle.

3. Das in geologischer Beziehung interessanteste Thal entsteht nördlich vom Hauptkamme der Gebirgsgruppe, das Klausenthal. Es ist eines der wenigen Hochthäler des Hartgebirges, wenigstens in seinem obern Laufe, der vom »Kalten Brunnen« durch einen moränenartigen Wall, den nur der Waldweg durchbrochen hat, abgeschlossen wird. Während das Oberthal, begleitet von der Kalmit im Süden, dem kühnen Kegel des Taubenkopfes im Osten, vom Zwerchberge im Westen und der »Hohen Loog« im Norden, nach Nordosten seinen Lauf nimmt, bricht das Unterthal vom

---

[1]) Umlauft's deutsche Rundschau f. Geographie 22. p. 255.

[2]) Vgl. Leppla: »Über den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westriches.« p. 52 — 53 und Tafel V.

»Kalten Brunnen« an plötzlich von dieser Richtung ab, zieht entgegengesetzt nach Südosten und verharrt in dieser Richtung bis zu seinem Austritte aus dem Gebirge am Wetterkreuzberge.

Das obere Klausenthal, etwa 500 *m* hoch über dem Meere gelegen, erweitert sich zu einem kesselförmigen Abschlusse, einem Bottner, der ca. 300 *m* in der Breite und ca. 500 *m* in der Länge misst. Der Grund dieses Thalkessels ist von grossen Trümmerblöcken, sowie von unregelmässig verlaufenden Bodenerhöhungen bedeckt. Die Landschaft mit den anstehenden Felsmassen im Südwesten des Kessels, welche Reste von einer höhern zirkusartigen Felswand zu sein scheinen, macht den Eindruck eines alten Seebeckens, das bis zur Naturmauer am »Kaltenbrunn« gereicht haben muss. Ob man es hier wirklich mit glazialen Erscheinungen zu thun hat, darüber wird eine demnächst im Thalkessel vorzunehmende Aufgrabung Klarheit verschaffen.

4. Das vierte, breiteste Thal geht direkt nach Südosten; es heisst das Alsterthal und durchzieht den Ort Alsterweiler, dessen Gemeinde zugleich mit dem stattlichen Maikammer das Massiv der Kalmit als Eigentum gehört. Auch beim Alsterthale beobachten wir die wannenförmige Ausweitung des Oberthales, die beim Kaltenbrunner- und beim Klausenthale auffällt. Der obere Thallauf ist stark entwaldet, der Fussweg stark ausgeflösst. Den Thalschluss bildet der 403 *m* hohe Wetterkreuzberg, der Mittelpfeiler zwischen Klausen- und Alsterthal, gleichfalls geschmückt mit einem hohen, meist leuchtenden Kreuz, wie seine Nachbarn.

5. Das letzte Thal zieht nach Süden, das Wolsel oder Walsel genannt. Es hat in seinem Oberlaufe die ausgeweitete Gestalt einer Wanne und ist ein Bottner. Die steilen Wände im Westen und Süden flachen sich nach Osten hin ab. Zwischen Wolsel- und Hüttenbachthal zieht sich von Nord nach Süd die Felswand des Hüttenberges mit seiner höchsten Knppe, dem 627 *m* messenden Hausfels, genannt das »St. Martiner Felsenmeer«. Dieser Felsgrat hat an der schmalsten Stelle nur ca. 20 *m* Breite, zeigt nach Osten, dem Wolsel zu, zerrissene, gehöhlte, unterwaschene Felsschollen und Felsrippen aufweist, die vielleicht ebenfalls auf glaziale Einwirkungen zurückzuführen sind.

Vermutlich war hier, wie im Klausenthale, der Anfang zu einem Zirkussee durch einen sogenannten »Bottner« gebildet. Letzteres hat die Felswand zum Teil noch unten im Thalkessel, ersteres die unterwühlte Felszone hoch oben am Rande des Amphitheaters bewahrt. An eine Erosionsarbeit ist hier wie im Wolsel auf der geschützten Ostseite wohl kaum zu denken. Über den Grat zieht jetzt hinab ins Wolsel ein neu angelegter, hübscher, aussichtsreicher Fusspfad.

So ist der Hauptgrat der Kalmit umgeben von sieben Thalungen, zwischen denen sieben Seitengrate liegen, deren Höhenlagen von 400 bis 600 *m* ansteigen. Die Seitengrate erniedrigen sich am meisten nach Westen und Osten zu, während im Norden die »Hohe Loog« und im Süden der Hüttenberg 620 und 629 *m* Höhe bewahren. Darnach und aus geognostischen Gründen ist man berechtigt, den Hauptgrat der Kalmitgruppe parallel der tektonischen Verwerfungsspalte von Südwestsüd nach Nordostnord vom Hüttenberge an über den Hausfels zur »Kleinen Kalmit« mit dem Ausläufer zur eigentlichen Kalmit, und über den Hahnenschritt, den Zwerchberg bis zur »Hohen Loog« zu ziehen. In der Luftlinie misst dieser Grat 3 *km*, in der Wirklichkeit aber 4 *km*; ein Ausläufer im Norden ist der 490 *m* hohe Nollen. Über den zunächst höchsten Punkten dieses Hauptkammes — Hausfels 627 *m* und Hohe Loog 620 *m* — erhebt sich der höchste Kamm zwischen »Klein Kalmit« und Kalmit noch 30 bis 60 *m* höher. Dieser halbbogenförmige Hauptkamm, der nach Süden, dem Wolsel zu, flach geöffnet ist, hat eine Richtung von West nach Ost in einer Länge von ca. 400 *m*. Dieser Hauptgrat ist von Ost nach West geneigt und schneidet dicht vor den Felsmassen der »Kleinen Kalmit« etwas in den Kamm ein. Wie im Westen, lagern auch im Osten des Hauptgrates ge-

waltige Blockmassen, auf denen hier der ca. 12 *m* hohe Aussichtsturm, die zu Ehren des Maximilian Josef I., Königs von Bayern, errichtete Spitzsäule, sowie die Heinrichshütte auflagern.

Wie der Grat der Kalmit nach Westen abgedacht erscheint, so auch der des Drachenfels, des Donnersberges, des Kesselberges und zahlreicher andern in west-östlicher Richtung aufgebauten Höhenzüge im Pfälzerwalde.

Zweifellos trägt an dieser Erscheinung Schuld die Gewalt der von West und Nordwest kommenden Winde und Niederschläge. Diese nagen und schleifen zuerst an den sich ihrem Ungestüme entgegenstellenden Westecken und Westseiten und so wurden diese zuerst abgetragen und dann erst allmählich mit ansteigender Höhe der nach Osten sich fortsetzende Grat. Ausserdem jedoch hat zu diesem Gebirgsprofil jedenfalls die Aufrichtung der Hauptbundsandsteinschichten von West nach Ost beigetragen.

Was die geologische Schichtung der Kalmitgruppe betrifft, so gehört dieselbe nach der »Geognostischen Karte des Königreiches Bayern«, Blatt Speyer[1]), in ihrer ganzen höchsten Ausdehnung zum »Obern Buntsandstein« (Trippstadt- und Karlsthalschichten). Er enthält auf 110 bis 130 *m* über rotbraunen Sandsteinen zahlreiche, feste quarzitische Sandsteine mit spärlichen Geröllen aus weissem Quarz und roten Quarziten. Die beiden Gipfel jedoch werden von dem sogenannten Carneolglomerat[2]) gebildet, das hier einen grobkörnigen Sandstein mit vielen grössern Geröllen bildet. Zum »Obern Hauptbuntsandstein« gehören auch die vom Hüttenberge bis zum Steinberge ziehenden Felszonen.«

Die Dünen der Gascogne behandelt R. Le Mang.[3]) Von der Pointe de Grave im Norden bis zur Mündung des Adour im Süden, über 240 *km* weit, begleiten sie in ununterbrochener Folge die Küste. Ihre Höhe ist sehr wechselnd, sie schwankt zwischen 3 und 89 *m*. Die Düne dieser Höhe, die von Lescours, galt lange Zeit als die höchste Europas. Bei einem Materiale aber, das so jeder Veränderung zugänglich ist wie der Dünensand, lassen sich feststehende Zahlen nicht gut geben. Im allgemeinen kann man sagen, dass die Dünen in der Mitte, die zwischen La Teste und Biscarosse, von der Bucht von Arcachon und dem See von Parentis, mit einer Durchschnittshöhe von 40—45 *m* die grössten sind.

Auch in der Breitenerstreckung herrscht ein grosser Unterschied; oft bilden sie nur in einer einfachen Reihe einen schmalen Streifen von 100 oder 200 *m*, oft dehnen sie sich drei- und vierfach hintereinander bis 8 *km* weit ins Land hinein. Dort, wo die Dünen am breitesten sind, zwischen Biscarosse und Mimizan, sind sie auch am höchsten. Das Gebiet, das sie bedecken, hat man auf 85000 *ha* berechnet.

In ihrer Gestalt zeigen sie nichts Abweichendes vom Dünentypus. Aufgebaut sind sie fast nur aus feinem Quarzsande, der hier und da durch Eisen gelblich abgetönt ist. Am Strande finden sich noch geringe Beimischungen von Kalk und vegetabilischen Stoffen, die von Muscheln und Seegewächsen herrühren; in den eigentlichen Dünen ist fast nichts davon zu finden. Der Sand besteht aus

---

[1]) Bei Gümbel: Karte und Erläuterungen. p. 14 — 15 = b2c.

[2]) Gümbel a. a. O. p. 16 — 17 = b3.

[3]) Deutsche Geogr. Blätter **22.** 235. Gaea 1900. Heft 5. u. 6.

kleinen runden Perlen, deren Durchmesser 0.6—0.8 *mm*, selten mehr als 1 *mm* beträgt. Er stammt, wie man jetzt wohl allgemein annimmt, von dem grossen unterseeischen Plateau, das sich in einer Breite von 30—60 *km* vor der Küste ausdehnt. Wie bei allen Dünen hält sich in einer Tiefe von 30 *cm* an eine stete Feuchtigkeit und eine gleichmässige Temperatur von + 10 bis 15° C., selbst wenn die Hitze an der Oberfläche + 60° C. übersteigt.

Über die Zeit der Entstehung, die man früher für alle Dünen als einheitlich festsetzte, gingen die Meinungen weit auseinander; von den Anfängen der Tertiärzeit bis zum Ende des Quartär ist man auf der Suche nach einem Anfangspunkte gelangt.

Neuere, eingehende Untersuchungen haben nun dargelegt, dass man zwei Arten von Dünen unterscheiden muss.

Während die Dünen, die unmittelbar am Strande oder dicht dahinter sich erheben, ganz natürlich ihre Längenerstreckung diesem parallel von Norden nach Süden haben, finden wir hinter ihnen, von Arcachon bis Bayonne über das Gebiet gruppenweise verstreut, besonders zahlreich aber im Süden, Dünen, die gerade rechtwinklig dazu von West nach Ost sich erstrecken. Und wenn jene früher kahl waren und wanderten, so trugen diese eine alte Bewaldung und ruhten schon seit Jahrhunderten.

Auf diesen Unterschied hat zuerst Durègne[1]) aufmerksam gemacht in einer Schrift: Dunes primitives et forêts antiques de la côte de Gascogne, auch Grandjean[2]) in seiner eingehenden Studie: Les landes et les dunes de Gascogne schliesst sich dieser Ansicht an. Als ich südlich von Arcachon vom Strande her über mehrere Dünenrücken hinweg und durch den jungen Wald, der hier aus dem nackten Sande spriesst, plötzlich in ein Längsthal kam und in ihm durch einen wahren Urwald vordrang, dessen dichtes Gewirr von Unterholz nur einen schmalen Pfad freiliess, als ich hier Baumriesen sah mit einem Durchmesser von fast 2 *m* und von Kirchturmhöhe, alte Recken, die mindestens ein halbes Jahrtausend erlebt haben: da wurde mir dieser Unterschied auch zur Gewissheit, ein Unterschied, der bei verschiedenen sich auch auf die Beschaffenheit des Sandes erstreckt, der viel gröber ist, als bei den jüngern Dünen.

Manche dieser alten, festliegenden Sandberge sind von ihren jungen vordrängenden Geschwistern überschüttet worden, wie versteinerte Baumstämme und -stümpfe und altes Astwerk bezeugen, das in Dünenthälern und am Meeresstrande, im Rücken der wandernden Ketten aufgetaucht ist. Laval[3]) in seinem Mémoire sur

---

[1]) Durègne, Dunes primitives et forêts antiques de la côte de Gascogne. Bordeaux 1897 und vorher in den Comptes rendus de l'Académie des sciences de Bordeaux, 22. Dezember 1890. Sur la distinction de deux âges dans la formation des dunes de Gascogne.

[2]) Grandjean: Les landes et les dunes de Gascogne, Bulletin de la Société de Géographie commerciale de Bordeaux 1896. No. 5—11.

[3]) Laval: Mémoire sur les dunes (Annales des ponts et chaussées. Serie 11. Tome 14.

les dunes erzählt, dass er selbst gesehen habe, wie bei Biscarosse ein alter Dünenwald verschüttet wurde.

Die ältesten Nachrichten, die wir über diese Gegend besitzen, weisen auch auf eine allgemeine Bewaldung hin.

So kennzeichnet Plinius[1]) dieses Gebiet mit den Worten: A Pyrenaeo per Oceanum Vasconiae saltus. (Von den Pyrenäen zieht sich längs des Meeres der vaskonische Wald hin.)

Dreihundert Jahre später wendet Paulinus, ein Schüler des Ausonius, dieselben Worte für dieselbe Gegend an, indem er sagt:

Quid tu mihi vastos Vasconiae saltus et ningida Pyrene Obicis hospitalia?

Und in einem Briefe an Ausonius selbst spricht er von den piceos Boios, den pechschwarzen Bojern, den Bewohnern dieses Landes, die er dem glänzenden Burdigala gegenüberstellt:

Placeat reticere nitentem Burdigalam et piceos malis describere Boios.

Im Mittelalter (1382) treten dann Urkunden auf, die uns von Wäldern auf den Dünen des Medoc berichten, in denen Hirsche, Rehe und Wildschweine gejagt wurden. Auch die Namen solcher Wälder sind uns erhalten, so für 1286—1332 forêt du Mont à Lilhan, forêt de Lesparre, 1347 forêt de la Règne.

Nirgends ist hier nun, und das ist besonders bemerkenswert, von andern Dünen, nirgends von ihrem Wandern die Rede. Es wäre doch merkwürdig, wenn keine einzige Kunde davon zu uns gedrungen wäre, wenn diese eigenartige Naturerscheinung den alten Geographen oder einem Ausonius und Paulinus völlig entgangen wäre.

Dies und die Nachrichten, die wir sonst über die Küste und über diese Gegend haben, bestimmen mich, die Entstehung der jüngern Dünen in die neueste Zeit der Erdgeschichte, in die historische Zeit zu verlegen. Diese Nachrichten zeigen uns die Küste belebter, als sie heute ist.

Ausonius erwähnt einen Hafen Dumnotunum; der Abée Baurein,[2]) ein Chronist von Bordeaux, erzählt, dass noch Überreste des untergegangenen Ortes Novio Magus beständen. Auch ein Ort Anchises wird öfters genannt.. Die rotuli vasconi des 16. Jahrhunderts sprechen noch von den Häfen von Vieux Soulac, Mimizan, Contis, Cap Breton. In dem Hafen von Mimizan z. B. pflegten die Fischer von La Teste bei plötzlichem Unwetter Schutz zu suchen.[3]) Die Könige von England und später die von Frankreich gaben die Küste mit verschiedenen Rechten, z. B. das der Zollabgabe für Schiffe, zu Lehen.[4])

Für diese Häfen wäre jetzt an der Küste gar kein Platz. Daher kann man wohl die von den bedeutendsten Forschern vertretene

---

[1]) Plinius: Lib. IV. c. XXIV.
[2]) Baurein: Variétés Bordeloises
[3]) Thore: Promenades sur les côtes du golfe de Gascogne 1810.
[4]) Charles Bale: La vérité sur la fixation des dunes. 2. édition.

Annahme als richtig ansehen, wonach die Küstenlinie früher da durch Meeresbuchten unterbrochen wurde, wo wir jetzt die grossen Seen der Landes haben. Diese Baien haben sich erst in Haffe, dann durch Schliessen der Mündungen in Strandseen umgewandelt und sind später durch den Andrang der Sandmassen ins Land getrieben worden.

Diese Annahme wird bestätigt dadurch, dass die Bucht von Arcachon nur durch künstliche Mittel offen gehalten und vor dem Schicksale, ein Strandsee zu werden, bewahrt werden kann.

So hat wohl zur Römerzeit bis in die Völkerwanderung diese Gegend das folgende Bild geboten:

Von den Pyrenäen bis zur Mündung der Garumna erstreckt sich eine breite Flachküste, weiter ins Meer vorgeschoben als jetzt. An ihr liegt eine Reihe von grossen, flachen Buchten, die teilweise schon haffartig geschlossen sind. Hinter dem breiten Küstensaume erheben sich, rechtwinklig zu ihm, festliegende Dünen mit einem dichten Forste bedeckt, der saltus Vasconiae, draussen aber, an der Wellengrenze, ist ein Gewirr niedriger Sandhügel, mit denen Wind und Wasser zu spielen scheinen. Die Bewohner leben in ihren Wäldern ruhig als Fischer und Jäger, vor allem liegen sie der Harzgewinnung ob, die ihnen eine gute Einnahmequelle ist.

Da kommt der Zusammenbruch des Römerreiches, die Stürme der Völkerwanderung und als deren Nachwehen die Einfälle der Mauren und später der Normannen. Mit dem Schwerte und besonders mit dem Feuer wüteten die Gegner. Die spärliche Bevölkerung wird fast ausgerottet, die Wälder gehen zum grossen Teile in Flammen auf, denn niemand war da, dem Feuer Einhalt zu thun. Das dauert so mehrere Jahrhunderte an.

Während dieser Zeit sind die Dünen vom Strande herangekommen, haben sich teils in die Lücken der Bewaldung geworfen, teils aufgestaut, haben die Haffe geschlossen und die ersten Ansiedelungen so überdeckt, dass kaum eine Erinnerung davon übrig blieb.

Die Bevölkerung richtet sich ein, so gut sie kann. Erst, als sie noch gering ist, empfindet sie das unaufhaltsame Vorrücken der Dünen nicht so sehr, später, wie nach einer Zeit der Ruhe sie zahlreicher geworden ist, werden mehr und mehr davon betroffen, und so tauchen, im 14. Jahrhunderte etwa, plötzlich Nachrichten von diesen wandernden Sandbergen, Klagen über ihre Verheerungen auf.

Für unsere Gegend ist es zuerst Montaigne, der in seinen Essais berichtet, dass depuis quelque temps der Sand ins Innere vordringe.

Die Verheerungen durch die Dünen. Zuerst ist es im Norden Soulac,[1]) das seinen Platz vor dem Andrange der Sandberge hat aufgeben müssen. Die im 12. Jahrhunderte erbaute Kirche,

[1]) Dutrait: De mutationibus orae fluvialis et maritimae in peninsula Medulorum etc. Bordeaux 1895. p. 62 ff. Baurein: Variétés Bordeloises.

die, wie es scheint, auf einer kleinen Anhöhe lag, war schon im folgenden durch die Dünen bedroht. Der Sand drückte so gegen die Aussenwände, dass man den Fussboden erhöhte, um den Mauern mehr Widerstandsfähigkeit zu geben. Lange Zeit kämpfte man um ihre Erhaltung, endlich, am 16. Februar 1744, beschlossen die Einwohner in einer Versammlung, eine neue Kirche landeinwärts zu bauen.[1]) Die alte wurde so verschüttet, dass nur noch die Turmspitze über der Düne hervorragte, in welcher der Strandwächter dann seine Wohnung aufschlug. Erst in diesem Jahrhunderte ist sie wieder ausgegraben worden.

Etwas nördlich von Soulac lag die Kirche St. Nicolai de Grava,[2]) die im Jahre 1092 von Ermenaldus gegründet worden war; schon 1322 war sie aus der Zahl der Parochien verschwunden, die dem Erzbistume von Bordeaux unterstanden. Der Name war noch bekannt, Cassini jedoch zeichnet in seiner Karte eine grössere Düne ein mit dem Namen »terrier S. Nicolas«. Dort waren die Sandberge schon über die Landzunge hinweg fast an den Ostrand gekommen. Denn in einem Schreiben vom 11. April 1742 an den Intendanten von Bordeaux beschwert sich der Kaplan der Kirche von Verdun, dass ein Nachbar, der eine Düne abgeholzt hatte, sie dadurch beweglich gemacht habe, so dass sie die Kapelle und sein Haus bedrohte. Als darauf nichts erfolgte, berichtete er später, dass der Sand Fortschritte mache und drohe, die Kirche völlig zu verschütten. (Archiv. Dép. Bord. Mss. C. 3328 und 3329.) Ein wenig südlich von Soulac lag der Sprengel S. Petrus de Lilhan. In den Recognitiones feodorum bekennt im Jahre 1274 Oliverius de Lilhano »tenere castellum de Lilhano et forestam quae dicitur Lemons« (Le Mont). Die Kirche ist aber 1546 schon so arm, dass sie nur 10 solidos einbringt. Ums Jahr 1600 ist sie verlassen, 1648 schon im Meere versunken. Nicht weit davon lag im Mittelalter ein Ort Carrau, von dem Baurein erzählt, dass er zu seinen Zeiten verschüttet worden. An Carrau erinnern noch die Dünen, welche diesen Namen tragen.

Eine Ortschaft Danglema,[3]) auch verschüttet, hat den Dünen ihren Namen gegeben, die als Dunes de Daugiama, de Danglama, d'Anglama, d'Anglema auftreten. In ihrer Nähe, bei La Pinasse,[4]) muss ein Hafen gewesen sein, der vielleicht unter Baurein's Magrepot (Magreport = macer portus?) oder unter der anse de l'Anglot, port des Anglots zu verstehen ist.

Dicht daran stiess der Ort Lavardin[5]) (Laverdun, Laverdin), der auch von Dünen verschüttet worden ist, dessen Spuren man aber in diesem Jahrhunderte wiedergefunden hat.

---

[1]) Archiv. Départ. de Bord. C. 3330. Ms.
[2]) Dutrait p. 63 und 68.
[3]) Dutrait p. 66.
[4]) Dutrait p. 65.
[5]) Dutrait p. 66.

Im Jahre 1354 wird ein Ort Artigua Extremeyra[1]) erwähnt, auch er ist jetzt von mächtigen Dünen bedeckt.

Die Seen von Carcans und von Lacanau bildeten früher einen einzigen von 6 *km* Breite und 30 *km* Länge, jetzt haben die Dünen zwischen ihnen einen 6 *km* breiten Landrücken aufgeschüttet. Dieser See hatte früher einen Abfluss ins Meer, genannt der Kanal von Anchises.[2]) Noch 1700 schreibt Paul Yvounet in seinem Flambeau de la mer: »de Cardan à Arcasson (de Corduan à Arcachon) .... entre deux est le havre de marée nommé Anchises, dans lequel on peut entrer de la haute mer avec de grands navires.« Aber schon 70 Jahre später berichtet Bougard im Petit flambeau de la mer: A moitié chemin (Soulac-Arcachon) est la petite rivière d'Anchises, dans laquelle il ne peut entrer que de très petits navires, et encore l'entrée est difficile, c'est pourguori elle n'est fruquentée de personne. Dieser chenal d'Anchises, wie die Anwohner ihn nannten, ging erst vom Nordende des Sees unmittelbar westlich zum Meere. Später wurde er durch Dünen zugeschüttet, und die Abflusswässer des Sees machten sich etwas nördlich davon eine neue Bahn. Als auch diese geschlossen wurde, wandten sie sich mehr nach dem Innern und setzten sich durch den Sumpf von Lespau mit der Deyre in Verbindung; ein Teil aber fand weiter nördlich doch einen Ausweg als Bach von St. Nicolas, der erst 1850 verschwunden ist. Auch einen Fichtenwald in der Nähe hatten die Dünen vollständig verschüttet.

Das Dorf Lège nördlich von der Bucht von Arcachon, musste seinen Platz weiter landeinwärts verlegen, die Verheerung trat besonders stark in den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts auf, wie uns ein Brief vom 4. Januar 1768 des Herrn von Marbotin zeigt, in dem er um gerichtliche Feststellung des Schadens ersucht, den seit mindestens fünf Jahren der Sand verursacht. (Archiv. Dép. Bord. Mss.) Die kleine Stadt La Teste de Buch war nahe daran, dasselbe Schicksal erleiden zu müssen. Schon war der Wald, der sie schützen sollte, vom Sande verschüttet.[3])

Der See von Cazeau hatte durch die Dünen nicht nur seinen Abfluss zum Meere verloren, sondern er war durch sie auch mehr und mehr ins Land gedrängt worden. So hatte er den Ort Cazeau vollständig überschwemmt, und in den sehr trockenen Sommern von 1803 und 1804 konnte man noch einige Ruinen aus dem Wasser herausragen sehen.[4])

Mimizan,[5]) das, wie schon gesagt, früher einen Hafen hatte, erfreute sich einer gewissen Blüte. Alles haben die Dünen vernichtet. Gegen Ende des vorigen Jahrhunderts war es nur ein ge-

[1]) Dutrait p. 66.
[2]) Thore: Promenades etc. Brémontier. Mémoire sur les dunes.
[3]) Bremontiere, Mémoire.
[4]) Thore: Promenades etc.
[5]) Brémontiere, Mémoire etc. Thore: Promenades etc.

ringer Flecken, und die Einwohner waren gezwungen, ihre kleinen Häuser immer weiter und weiter zurückzurücken. Vorzüglich war die Kirche durch eine grosse Düne bedroht, welche schon die rings umstehenden Bäume verschüttet und vor dem Eingange ihre Sandwellen aufgehäuft hatte. Sie wurde durch einen Einwohner des Ortes selbst, Texoires mit Namen, gerettet, der durch Anpflanzung von Ginster die Düne zur Ruhe brachte. Von anderer Seite wird dieses Verdienst Brémontier zugeschrieben, doch hat er nur die angefangene Arbeit Texoires in grösserem Massstabe aufgenommen und vollendet. Mimizan lag an dem Ausflusse des Sees von Aureilhan. Dieser Abzugskanal war früher schiffbar, aber die Dünen hatten ihn ganz versandet. Dadurch wurde auch der See zurückgedrängt. So erreichte er z. B. die Ruinen eines Schlosses, das erst weit von ihm abgelegen war, innerhalb des Zeitraumes von 20 Jahren und trieb seine Wässer bis zur Kirche von Aureilhan selbst vor.[1])

Die Kirche und ein grosser Teil des Dorfes Bias wurden um die Mitte des vorigen Jahrhunderts vom Sande begraben. Thore sah 1810 auf seiner Reise durch die Landes die vertrockneten Gipfel einiger Ulmen aus dem Sande hervorragen.[2])

Saint-Julien hatte sogar 4 *km* zurückweichen müssen, denn die Dünen hatten das alte Julien und den kleinen See von Contis vernichtet, der zwischen dem von Julien und dem von Aureilhan gelegen war. Der Ort Agnès hatte unter dem Andrange der Dünen so zu leiden, dass 1770 die Bewohner um Ermässigung der taille baten da drei Viertel ihres Landes verloren sei. Die Steuer wurde auch von 93 livres auf 13 herabgesetzt. (Archiv. Dép. Bord. C. 2673. Mss.) Die alte Kirche des Ortes Vielle liegt auch unter den Dünen und mit ihr viele Wohnstätten, die sie umgaben.[3])

Doch nicht nur durch dieses unaufhaltsame Hereinbrechen über Wiesen und Äcker, über einzelne Häuser und ganze Ortschaften, wirkten die Dünen so verderblich. Fast ebenso schädlich war es, dass sie den meisten Seen die Abflüsse verlegten und sie, die vom Binnenlande oft sehr reich, z. B. im Frühlinge, gespeist wurden, immer mehr und mehr anschwellen liessen und vor sich her ins Land trieben. Was den Dünen nicht zum Opfer fiel, ward eine Beute des Wassers. Die Abflüsse der Seen von Cazeau, Biscarosse, Parentis und Gasts hatten sie schon alle zugeschüttet. Ihnen blieb nur noch ein gemeinsamer Abfluss in den See von Aureilhan, der mit dem Meere durch den Kanal von Mimizan in Verbindung stand. Diese beiden Rinnen waren aber auch durch die Dünen stark bedroht.[4])

Von dem See von St. Julien, der eine reiche Wassermenge aus dem Innern des Landes erhielt, führte nur der Kanal von Contis ins Meer, der, durch die Dünen eingeengt, ungenügend war. Man

---

[1]) Thore: Promenades etc.
[2]) Thore: Promenades etc.
[3]) Thore: Promenades etc.
[4]) Tassin: Rapport sur les dunes du golfe de Gascogne. an X.

hatte eine neue Abzugsrinne angelegt, um einen direkten Abfluss zu schaffen, aber die Dünen schütteten ihn immer wieder zu.[1])

Ebenso war der Kanal von Huchet, welcher die Wässer des Sees von Léon ins Meer leitete, dem Versanden nahe, trotz der grössten Anstrengung der Bewohner.[2])

Auch eine mehrmalige Verlegung der Mündung des Adour haben die Dünen bewirkt. Im Mittelalter, im 14. oder 15. Jahrhunderte, wurde nach einem heftigen Sturme die Mündung durch eine Sandbank verschlossen, und der Adour gezwungen, etwa 20 *km* hinter den Dünen zu fliessen, die er dann erst bei einem Orte Messanges durchbrach. An dieser Mündung entstand der Hafenort Vieux-Boucau. Man sann nun darauf, den Fluss von Bayonne aus unmittelbar ins Meer zu leiten, und durchstach 1579 die Dünenkette, die sich hier entgegenlegte. Der Adour kam diesem Unternehmen durch eine grosse Überschwemmung selbst zu Hilfe. Nun aber versuchte er zweimal, 1694 und 1727, nach Süden zu abzubiegen. Seitdem man die Dünen festgelegt hat, ist der Grund zum Wechsel diesem ungestümen Gesellen entzogen worden.

Durch diese verheerende Wanderung der Dünen war der ganze Küstenstrich von der Mündung der Gironde bis zu der des Adour in eine Wüste verwandelt worden.

Öde und in gleichmässiger Todesstarre lag sie vor den Augen des Seemanns, der ihr entlang fuhr. Kein Zeichen, an dem er sich orientieren konnte, war zu erblicken, nur blendend weisse Sandwellen in ewig wechselnder Gestalt dehnten sich vor ihm aus. Betrat man die Dünen selbst, so konnte man stundenlang im Sande waten, ohne nur ein menschliches Wesen zu sehen. Hatte man Glück, so stiess man in den Lèdes, so heissen hier die Dünenthäler, vielleicht auf einen Schäfer, der seine halbwilde Herde überwachte, selbst nicht viel zivilisierter als sie. Auch wilden Kühen konnte man begegnen, die zu irgend einer kleinen Gemeinde am Fusse der Dünen gehörten, und die man wie das Wild jagen musste. Hinter den Dünen lagen weit zerstreut kleine Weiler und einzelne Hütten, deren Bewohner vom Fischfang, von der Jagd und vielfach von der Pascherei lebten und sich um die übrige Welt nicht im geringsten kümmerten. So lag dieses Gebiet volkswirtschaftlich völlig nutzlos da, und durch ihr Vorrücken drohten die Dünen, auch noch weitere Strecken ebenso zu verheeren. Deswegen hat man schon früh darauf gesonnen, die Dünen unschädlich zu machen.

Über die Mittel hierzu und die erzielten Erfolge ist das Original nachzulesen.

---

[1]) Tassin: Rapport.
[2]) Tassin: Rapport.

Morphologische und glaziale Studien aus Bosnien, der Herzegowina und Montenegro hat Prof. J. Cvijič veröffentlicht.[1]) Nachdem er das Vorhandensein einer ehemaligen Eiszeit auf der Rila nachgewiesen, stellte sich Verf. die Aufgabe, durch Untersuchung der Gebirge des Dinarischen Systems von Bosnien, der Herzegowina und Montenegro die Verbreitung der alten Gletscher auf der Nordhälfte der Balkan-Halbinsel, sowie die Höhe der eiszeitlichen Firnlinie auf deren Westhälfte festzustellen. Zugleich hat er die morphologischen und tektonischen Verhältnisse des Dinarischen Gebirgssystems untersucht. In seiner Abhandlung erörtert er auch die Plastik des Dinarischen Systems, als deren drei Hauptelemente die folgenden betrachtet werden können:

1. Breite Rücken und Hochplateaus, die aus dem Dinarischen Streichen (NW—SO) in das von Metochia (NO—SW) übergehen. Ihre Oberfläche ist der Karstformen wegen netzartig gestaltet; auch greifen vielfach Karst- und Eiszeitformen ineinander, welche bisher nur wenig beachtete Erscheinung auf die Entstehungszeit der Dinarischen Karstplastik zu schliessen gestattet.

2. Cañonthäler, auf die Piva, Tarra, Narenta (Neretwa) und ihre Zuflüsse beschränkt: typische Cañons, wie sie ausgeprägter auf der Balkan-Halbinsel nicht vorhanden sind; die ungemein intensive Erosion ihrer Flüsse, sowie die Erscheinungen im Hintergrunde der Thäler führen zu Schlüssen über die Erosion des Grundwassers.

3. Die Poljen, grosse, abgeschlossene Becken: eine besondere Form des Dinarischen Systems im Gegensatze zu den übrigen Gebirgssystemen der Halbinsel.

Wegen der Einzelheiten ist auf das Original zu verweisen, nur über die Cañonthäler am Durmitor mögen hier einige nähere Angaben des Verf. folgen:

»An allen Seiten des Durmitor«, sagt der Verf., »nur die südliche ausgenommen, befinden sich geräumige Hochflächen, die aus schwach gestörten Kalkschichten bestehen, und worin Cañons ausgehöhlt sind, die einzigen Thäler dieses Gebietes. Zwischen den Cañons liegen einzelne Hochflächenpartien, echte Platten. Die Hauptcañons sind jene der Tarra und des Zuflusses Sušica und der Piva mit der Rijeka oder Pirni Do. Die Cañons sind von ungeheurer Tiefe. Das Tarrathal ist vom obern Rande bis zum Flussniveau 800—1000 *m* tief, im ganzen Laufe an den Jezera und der Pivska Planina, von Sinjajevina bis zum Zusammenflusse mit der Piva. Der Cañon der letztern ist 600—800 *m* tief. Der Sušicacañon ist im obern Teile 800—1000 *m* tief, weiter unten 500—600 *m*; zuletzt das Thal der Rijeka unter dem Pirni Do ist 400—500 *m* tief. Die Cañons der Piva und ihres Zuflusses Rijeka (Pirni Do) besitzen also eine geringere Tiefe als jene der Tarra und Sušica. Ihre Gehänge sind grösstenteils riesige Steilwände, seltener geneigte Ebenen; der obere Cañonrand ist scharf, dazu stets etwas höher als die nächste Umgebung der Hochfläche: er ist thalabwärts wie die Cañonsohle geneigt. Der Rand pflegt gerade und ununterbrochen fortzulaufen, selten ist er von tiefern Runsen durchbrochen.

In allen diesen Cañons fanden sich mächtige, oft zu Nagelfluh verkittete Schotterablagerungen, die in den andern Thälern der Balkan-Halb-

[1]) Abhandlgn. d. k. k. geogr. Gesellschaft in Wien 1900. 2. p. 149 u. ff.

insel (mit Ausnahme jener im Rilagebirge) entweder nicht vorkommen oder eine verschiedenartige Ausbildung zeigen. Oft reicht die Nagelfluh bis zum Spiegel der Flüsse herab, wie in der Piva und Mratinjska Rijeka, andeutend, dass diese heute noch nicht wieder die Tiefe erreicht haben, die sie vor Ablagerung des Schotters besassen. Diese Schotterablagerungen stehen insofern mit der Vergletscherung im Zusammenhange, als sie während der nassen Eiszeit abgelagert sein mussten.

Die typischen Cañons der Tarra, Piva und ihrer Zuflüsse, sowie der mittlern Narenta und der Morača sind alleinstehende Erscheinungen dieser Art auf der Balkan-Halbinsel und die ausgeprägtesten Cañonformen in Europa.

Unter ihnen kann man aber nach Form, hydrographischen Verhältnissen und Entstehung zwei Arten unterscheiden:

1. Die Cañons der Tarra und Piva sind die tiefsten und bergen wasserreiche Flüsse, die ein grosses Gefälle haben. Ihr Quellgebiet ist ein dichtes Netz von Bächen und Flüsschen, und sie sind im obern Laufe ebenso mächtige Flüsse wie an der Mündung. So beginnt die Tarra unter den Komovi mit einem vielverästelten Quellnetz schneller, wasserreicher Flüsse, worunter als ihre Hauptquellarme die Veruša und Opasanica gelten; nach diesen zahlreiche Zuflüsse, so die Drska, Rječina, Pčinja, Svinjača, Plašnica u. a.; von der Sinjajevina bis zum Zusammenflusse mit der Piva hat sie keinen einzigen Zufluss und, von schwachen Quellen an den Gehängen abgesehen, wird sie hauptsächlich von dem Wasser erhalten, das sie im Oberlaufe gesammelt hat. Ähnliche Eigenschaften hat auch die Piva, die im Quellgebiete aus der Bukovica und Tušina, Šavnik und Petnjica, Bijela, Komarnica und Sinjac, meist sehr wasserreichen Flüssen besteht. Weiter fliesst sie durch ein Cañonthal zwischen der Pivska Planina und Pivska Zupa, indem sie rechterseits gar keine permanenten, linkerseits aber nur zwei Zuflüsse hat: die Vrbnica und Mratinjska Rijeka. Diese beiden Zuflüsse ausgenommen, ist auch die Piva bis zur Mündung hauptsächlich auf das Wasser des Oberlaufes angewiesen.

Durch Zusammentreffen mehrerer Umstände haben die Thäler in dieser Partie der Balkan-Halbinsel typische Cañonform erhalten. Ihr grosser Wasserreichtum im Quellgebiete ist eine der Ursachen. Er hängt mit dem Auftreten der Werfener und paläozoischen Schiefern unter dem Kalksteine, weiter mit den grossen Niederschlagsmengen zusammen, durch die sich ihre hohen Wasserscheiden auszeichnen. Während des nassen und kühlen, eiszeitlichen Klimas, das überdies die Verdunstung verhinderte, waren diese Flüsse noch wasserreicher. Die Eiszeit ist die Periode der intensivsten Thalbildung in diesem Gebiete, während welcher die Hauptzüge der Durmitorcañon sich bildeten. Die Cañonflüsse haben ihr Bette so stark vertieft, dann mit Schotter ausgefüllt, dass die spätern Erosionswirkungen noch nicht ausreichen, um ihr Bette in das alte Niveau zu bringen.

Als mächtige Wasserströmungen traten also diese Flüsse in die wasserlosen Karsthochflächen um den Durmitor herum, die aus nahezu horizontalen Kalksteinschichten aufgebaut sind. Sie allein konnten dem intensiven Karstprozesse standhalten. Die übrigen wasserarmen Flüsse sind dem Karstprozesse unterlegen, und ihre Thäler wurden zu blinden Thälern ausgebildet. Die wasserreichen Cañonflüsse vertieften sich senkrecht, und die Gehänge wuchsen darüber cañonartig empor. Die Ursache aber, dass diese Gehänge keine sanftern Neigungen erhielten, liegt in der unbedeutenden Abspülung, wodurch sich die Karstgebiete auszeichnen, dann in dem Mangel an Zuflüssen, deren Mündungen die Cañonform des Hauptthales umgestalten würden. Die Art der Bildung der Cañonthäler lässt sich also folgenderweise zusammenfassen: die von ferne, von den Quellen wasserreicher Flüsse kommenden Cañonflüsse gelangten auf Kalkplateaux, durchsägten diese und vertieften sich; dabei fand Erosion an ihren Gehängen nicht statt.

Das Quellgebirge der Tarra ist gegliederter und wasserreicher als jenes der Piva, ausserdem besitzt die Tarra von der Quelle bis zur Mündung ein grösseres Gefälle. Sowohl die Wassermenge als auch die Ge-

schwindigkeit sind bei der Tarra grösser als bei der Piva, darum ist auch ihr Cañon tiefer; auf solche Weise können also auch die Einzelheiten der Cañonform erklärt werden.

2. Anders sind die Cañons von Sušica und Pirni Do, die sich überdies auch untereinander unterscheiden. Der tiefere Sušicacañon erweitert sich am obern Ende zu einem Kar und ist stufenförmig, im untern Teile aber hat er einen Karstboden mit niedrigen, kaum bemerkbaren Querriegeln. Der seichtere Pirni Do besteht aus einer poljenförmigen Thalmulde und einem Cañonthal darunter; die Abbröckelungen, die im Hintergrunde des Cañonthales stattfinden, beweisen, dass es sich auch nach rückwärts verlängert, wie so manche andern Thäler um die Narenta, Piva und Tarra. Beide Cañons besitzen nur zeitweilig Wasserläufe. Sie sind also trockene, cañonartige Karstthäler.

Ihre Entstehung hat zuerst Tietze erklärt, dessen Ansicht in den Hauptzügen sich auch Hassert anschloss. Nach Tietze waren Sušica und Pirni Do ursprünglich normale Thäler, die jedoch von den Karstvorgängen bewältigt und in blinde Thäler oder überhaupt in solche mit Karsteigenschaften umgewandelt wurden. Solche Fälle kommen auch vor, und durch den erwähnten Vorgang habe ich die Entstehung vieler Karstthäler erklärt, die jedoch andere Eigenschaften als diese auf dem Durmitor besitzen. Aus den plastischen Eigenschaften der Sušica und des Pirni Do ist es klar, dass sie auf solche Weise nicht erklärt werden können; überdies sind beide nicht von einunddemselben Ursprunge.

Dieselben Ursachen, die zur Erklärung der Cañonform der Piva und Tarra dienten, müssen auch zur Erklärung der Cañons von Sušica und Pirni Do herangezogen werden; der Schwerpunkt der Frage liegt jedoch darin, wieso es in diesen Thälern starke Wasserläufe geben konnte, die so lange der Verkarstung das Gleichgewicht zu halten vermochten, da in ihnen jetzt nur schwache, zeitweilige Wasserläufe auftreten? Mit ihrer jetzigen Wassermasse können diese Flüsschen die Cañonthäler nicht ausgearbeitet haben; gegen die Verkarstung können sie jetzt nicht einmal ihr heutiges Bett erhalten. Das Agens, das in frühern Epochen die Cañonthäler hergestellt hat, muss bei Sušica und Pirni Do anders beschaffen gewesen sein.

Ihre Quellen konnten nicht mächtiger, im Gegenteil mag die Wassermasse, die die Sušica und Pirni Do von der Quelle an führt, schwächer gewesen sein, da sich die Flussläufe später vertieft und gewiss neue Quelladern blossgelegt haben. Der Pirni Do konnte nur während des nassen und kühlen Eiszeitklimas grössere Wassermengen besessen haben, während das Quellgebiet der Sušica zur Zeit des Diluviums überdies unter Gletschern lag, die das Škrkakar erfüllten. Die Bildung dieser beiden Cañonthäler steht also im Zusammenhange mit der Vergletscherung dieses Gebietes, insbesondere mit dem nassen, eiszeitlichen Klima. In postglazialen Zeiten wurde ihre Wassermenge schwach, sie minderte sich auf das heutige Mass herab und konnte der Verkarstung nicht das Gleichgewicht halten; danach ist die Verkarstung des Sušicathales neuern Ursprunges.

Das Thal der Rijeka und der Thalkessel Pirni Do sind nicht nur plastisch, sondern auch ihrer Entstehung nach selbständig. Ersteres hat keinen Zusammenhang mit der Verkarstung, es ist ein sehr kurzes (1.5—2 *km* langes) normales Cañonthal. Es entstand aus einem gewöhnlichen Graben am rechten Pivaufer; die Quelle, die hier ihren Anfang nahm, musste parallel mit der Piva ihr Bett vertiefen; durch rückschreitende Erosion, die sich dadurch entwickelte, wurde das Thal nach rückwärts fortgesetzt; jetzt hat es auch die ganz selbständige Karstmulde von Pirni Do angegriffen.«

Die Oberfläche der Landschaft Nyland im südlichen Finnland ist von R. Hult geschildert worden.[1]) Sie setzt sich

[1]) Meddel. Geogr. Fören. Finnland. **4.** 1899.

wesentlich aus Bergplatten und Thonthälern zusammen. Jene besitzen einen sehr verwickelten geographischen Bau; sie bestehen aus Granit und aufgerichteten krystallinischen Schiefern. Sie sind mehr oder weniger von einer Grundmoränendecke überlagert, die an der Oberfläche durch die Gletschergewässer und durch spätere Transgressionen gelockert, gerollt und umgelagert worden ist. Der Thon der Thäler überlagert die Moräne und steigt vielfach hoch an den Gehängen der Bergplatten hinauf. Die Ebenen und Thäler sind teilweise von Moorbildungen und von kleinen, stehenden Gewässern bedeckt und münden in das Meer in der Form von Busen und Engen. Das Niveau der Ebenen und Thäler steigt sehr allmählich gegen Norden, etwa 100 *m* auf 50 *km*, und ebenso sanft fällt der Meeresboden gegen Süden ab. Über diese Bodenfläche ragen die Bergplatten sehr gleichmässig 30—50 *m* empor. Scharfe Kämme und Gipfel kommen gar nicht vor. Alles ist oben abgerundet oder plattenförmig. Die Abhänge aber sind oft sehr steil und zeigen nicht allerwärts Spuren der Eiswirkung, auch wenn die Eisbewegung gerade auf sie gerichtet war. Die ganze Gebirgsmasse ist so stark zerklüftet, dass sie als ein Blockhaufen betrachtet werden kann, und die Abhänge folgen in den meisten Fällen den vorherrschenden Kluftrichtungen. Postglaziale Erosions- und Verwitterungserscheinungen sind überaus unbedeutend. Nur auf den Plattendächern und den Hügelkuppen sind die feinern Gletscherschrammen verwischt worden.

Die meisten Thäler sind oben und unten offen und vereinigen sich zu einem Netze, dessen Maschen von den Bergen ausgefüllt sind. Die Thalsohlen sind im Querschnitte beinahe wagerecht und ebenflächig, und die Neigung des Thalweges schliesst meist jede Möglichkeit aus, sie durch Flusserosion erklären zu wollen. Das häufige Vorkommen von kleinen, sanft gewölbten Felsen in den Thälern schliesst auch den Gedanken an eine nachherige Ausfüllung durch Alluvium aus. Gegen Flusserosion spricht auch das sehr häufige Vorkommen von geschlossenen Becken im Felsboden. Besonders auffallend ist der geradlinige Verlauf einer grossen Zahl von Thälern. Dieser Verlauf stimmt nur selten und zufällig mit der Richtung der Eisbewegung überein, immer aber mit den bedeutendern Kluftrichtungen der Berge. Diese Thäler haben die denudierenden Wirkungen der Vereisung überlebt; sie müssen als präglaziale Kluftthäler (Verwerfungsgräben) aufgefasst werden.

Eine andere Art der Thäler zeichnet sich durch ihre unregelmässigen Umrisse und ihre sanft geneigten Felswände aus. Auch sie lassen keine direkte Beziehung zur Eisbewegung erkennen. Ihre welligen, unbestimmten Abhänge sind vom Landeis abgerundet und von Moränenmaterial eingehüllt. Auch sie dürften älter sein als die Eiszeit. Ihre Form scheint durch die ungleiche Widerstandsfähigkeit der Gebirgsarten gegen die präglaziale säkulare Verwitterung bedingt zu sein, so dass sie als alte Verwitterungsthäler erscheinen.

Noch eine dritte Art von Thälern lässt sich unterscheiden. In der Grenzecke der Kirchspiele Esbo, Nurmijärvi und Vichtio begegnen die vom Norden durch Thonebenen fliessenden Flüsschen einem grossen Felsmassiv, das höher ist als ihre Quellgegenden. Sie durchbrechen es, um vereinigt in den Wanda-Fluss zu münden. Ihre Thäler haben den für Erosionsthäler bezeichnenden V-förmigen Querschnitt mit oft so engem Boden, dass der Fluss gleichzeitig beide Abhänge bespült. Und von allen Seiten münden in diese Hauptthäler sehr kleine, steile, in festen Fels eingesenkte Seitenthälchen. Alles trägt das Gepräge einer normalen Flusserosions-Landschaft. Auch diese ist präglazial. Die abnorme Lage der Quellen dieser Flüsse bezeugt, dass man es hier mit v. Richthofen's epigenetischen Erosionsthälern zu thun hat.

Aus alledem scheint hervorzugehen, dass das Relief Nylands wesentlich präglazialen Alters ist und durch Verwerfung, Tiefenzersetzung und Erosion bedingt ist. Nur hat das Landeis die Verwitterungsprodukte zum grössten Teile weggefegt, das Zurückgelassene in Grundmoräne umgewandelt und die Oberfläche der aufragenden Bergpartien nach seinen Gesetzen umgemodelt.[1])

Die Sierra Nevada schilderte Prof. J. Rein.[2]) Dieses Gebirge ist der erhabenste Teil im Zentralmassiv und Rückgrate der Bätischen Cordillere, dem »Sistéma Penibetica« spanischer Geographen, d. h. in jenem Gebirgssysteme, dessen einzelne Ketten meist parallel zur andalusischen Mittelmeerküste von Ostnordost nach Westsüdwest streichen. Die Nord- und Südgrenze dieses ganzen Gebirgslandes ist von der Natur sehr scharf gezogen, jene durch den Lauf des Guadalquivir, diese durch das Gestade des Mittelmeeres. Ebenso bildet gegen Südwest der Golf von Cadix einen natürlichen Abschluss. Um aber eine Ostgrenze zu gewinnen, zieht man am besten den geologischen Charakter in Betracht: denn die Zentralmassive dieses Scheidegebirges zwischen dem Guadalquivir und den mediterranen Küstenflüssen sind aus metamorphen Schiefern aufgebaut, an die sich meist ringsum jüngere Kalkschiefer und mächtige, viel zerrissene und zerklüftete Kalksteingebirge mesozoischen Ursprunges lagern. Die krystallinischen Schiefer enden aber erst mit der Sierra de Cartagena im Cabo de Palos.

Innerhalb des so umgrenzten Gebirgssystems gleichen geologischen Alters bildet die Sierra Nevada den alle andern Glieder weit überragenden Hauptabschnitt. Als natürliche Grenzen hat dieselbe im Süden den Rio de Yator (Oberlauf des Adra) und den Rio Guadalféo von Cadiar bis zum Valle de Lecrin, im Westen das letztere und die Hochebene von Granada (650 *m*), im Norden die Hochebene von Guadix (rund 800 *m*), im Osten den Rio de Fiñana

[1]) Mitteilungen d. k. k. geogr. Gesellschaft. Wien 1899. p. 295.

[2]) Abhandlgn. d. k. k. geogr. Gesellschaft in Wien. 1. Heft 2 u. 3.

oder Oberlauf des Almería zwischen Fiñana und Alboloduy. Der Guadalféo als tiefstliegende Grenze befindet sich in der Nähe von Orgiva noch 300 *m* über dem Meere. Bei der vorstehenden Umgrenzung umfasst das Gebiet der Nevada etwa 2750 *qkm* zwischen 35° 50′ und 37° 20′ nördl. Br., sowie 2° 30′ und 3° 58′ westl. L. von Greenwich.

Nach dem gewöhnlichen Volksbegriffe, dem die Bezeichnung »beschneites Gebirge« entspricht, beschränkt man die Nevada jedoch auf die höchsten Teile, den Kamm und seine nächste Nachbarschaft, während man die gegen Süden zum Guadalféo sich senkenden Berglehnen (Lomas) und tiefeinschneidenden Thäler (Barrancos) mit dem Gesamtnamen der Alpujarras zu bezeichnen pflegt. Der spanischen Bezeichnung »Sierra Nevada« entspricht die arabische »Dschebél ut-Teldsch«, wie wir sie bei Albufeda finden; doch scheinen die Mauren das Gebirge gewöhnlich »Dschebél Xolair« oder einfach Xolair genannt zu haben, ein Name, der vom lateinischen Mons Solaris abgeleitet wird. Älter als alle diese Benennungen ist die Bezeichnung »Oropeda«, die Strabo anwendet.

Die Äste, die von dem meist scharf hervortretenden Kamme der Sierra Nevada ausstrahlen, haben gleich den von ihnen begrenzten Querthälern des Gebirges, einen scharf ausgeprägten Charakter. Sie erscheinen in der Regel als langgestreckte, vegetationsarme, einförmige Rücken (Lomas), die sich gegen die Längsthäler der Guadalféo, Genil, Guadix u. s. w. allmählich senken, gegen die Querthäler aber steil abfallen. Die Querthäler sind vorherrschend eng und tief, echte Barrancos, wenn völlig entwickelt. In der Regel ist ihr Anfang ein Gebirgskamm, ein kesselförmiges Becken (Kar oder Circus, spanisch Circo oder Corral), das allmählich in eine Thalschlucht (Klamm oder Cañon) übergeht.

Dem Steilabfalle eines hohen Gipfels im Kamme der Nevada gegen das sich anschliessende kesselförmige Erosionsthal entspricht meist eine Loma auf der entgegengesetzten Seite, die gleich einem mächtigen Strebepfeiler den Kamm hier zu stützen scheint. Gerade die höchsten Gipfel sind über solche sich anschliessende Berglehnen leicht zugänglich, während ihre Besteigung von der steil zum Kar abfallenden Seite recht beschwerlich und unter Umständen auch gefährlich ist.

Die Kare der Sierra Nevada steigen aus flachen Becken gegen den Gebirgskamm im Rücken und die davon ausgehenden Berglehnen auf beiden Seiten mehr und mehr steil an. An Sommertagen rieselt aus den Schneeschrammen dieser bogenförmigen Umwallung durch zahlreiche kleine Rinnsale das Schmelzwasser dem Kesselboden zu. Hier sammelt es sich und bildet einen kleinen, seichten See (Laguna), dessen Umfang und Tiefe natürlich von verschiedenen Faktoren abhängen, aber gleich denen der Gebirgsseen überhaupt allmählich bis zum völligen Verschwinden der Lagune abnehmen. Der Abfluss der Lagune ist ein Bach, der, anfangs von flachen Ufern begleitet,

aber bald in die Klamm- und zuletzt auf seinem Gebirgswege in die Barrancoform übergeht. Um die flachen Ufer der zahlreichen Lagunen des andalusischen Schneegebirges, zu beiden Seiten seiner grossen Wasserscheide, in mehr als 2500 *m* Höhe finden wir Rasenplätze, deren Breite mit dem Zurückweichen des Wasserstandes zunimmt, und die von den Eingeborenen Borreguiles, d. h. Lämmerweiden oder Yéguares, d. h. Stutenweiden, genannt werden.

Bekanntlich wird die Entstehung der beckenförmigen Thalanfänge (Kare) in verschiedenen Hochgebirgen von den einen als eine Wirkung des Gletschereises, von den andern als Wirkung der Verwitterung und des fliessenden Wassers erklärt. Prof. Rein schliesst sich bezüglich der Sierra Nevada der letztern Ansicht an; Gletscherspuren hat man hier noch nicht gefunden.

Je nach der Richtung und dem sonstigen Charakter lassen sich folgende drei Abschnitte in der Sierra Nevada unterscheiden:

1. Die südwestliche Teilstrecke, welche am Picacho de la Veleta beginnt und mit der Loma de Lanjaron endet. Der Kamm hat hier im wesentlichen denselben Charakter wie im zentralen Teile. Er hält sich fast durchweg über 3000 *m* Höhe, ist vielfach ein scharfer Felsgrat, der hoch und steil zu den umliegenden Karen abfällt und anderseits mächtige Lomas aussendet. Vom Picacho bis zum Tajos Altos ist er gegen Westsüdwest, von da zum Cerro del Caballo gegen Südwest gerichtet. Als kulminierenden Gipfel trägt er den Tajo de la Virgen (3270 *m*). Der höchste Pass, welcher zugleich die kürzeste Verbindung von Granada nach den westlichen Dörfern der Alpujarras bildet, ist der Collado de Veleta oder Puerto de Capileira (3195 *m*).

2. Das Zentralmassiv der Sierra Nevada umgürtet in mächtigem Bogen das Quellgebiet des Genil auf der Süd- und Ostseite, das dem Beschauer vom erhabenen Gipfel des Mulhaçén als ein riesiges Kesselthal erscheint, indem es durch die Loma del Calvario im Nordosten und die Loma de San Juan nach Westen weiter begrenzt wird und sich nur nach Nordwest im Barranco del Genil öffnet. Der steile Gebirgskamm (spanisch La Cuerda) umfasst die drei höchsten Gipfel des ganzen Gebirgssystems: den Mulhaçén (3481 *m*) die Veleta (3401 *m*) und die Alcazaba (3386 *m*), welche nach ihrer gegenseitigen Lage die Figur einer arabischen Sieben mit dem Mulhaçén im Scheitel bilden. Dieser Teil des Gebirgskammes übersteigt allenthalben 3000 *m* Höhe.

3. Ostwärts von dem mächtigen Zentralmassive bildet der Kamm unseres Gebirges nur noch eine leicht gebogene Wellenlinie mit abgerundeten Gipfeln und plateauartig ausgedehnten Sätteln. Die Höhe bleibt fast überall unter 2500 *m*. Dieser Höhenunterschied gegenüber den vorerwähnten Strecken, sowie der Umstand, dass dieser östliche Teil der Nevada den Niederschlag bringenden Südwestwinden ferner gerückt ist, bewirken, dass die ihnen zu Teil werdende Niederschlagsmenge viel geringer ist. Hier verschwindet

der Schnee im Sommer vollständig; viele Quellen versiegen alsdann, und die meisten Bäche werden wasserarm, ja nicht wenige haben im Hochsommer trockene Betten. Dem spärlichern Schnee- und Regenfalle auf diesen Hochflächen entspricht auch ihr Steppencharakter. Der weitaus höchste Gipfel in diesem östlichen, selten besuchten und noch keineswegs genügend erforschten Teile der Nevada ist der trigonometrisch gemessene Chullo (2609 *m*). Im Chullo tritt die Sierra Nevada aus der Provinz Granada nach Almería über, wo sie mit dem Montenegro am Rio de Almería zwischen Fiñana und Alboloduy endet.

Der geotektonische Aufbau des Transvaalgebietes und seiner Umgebung ist auf Grund eigener dreijähriger Reisen und Untersuchungen von Dr. A. Schenck geschildert worden.[1])

»Man hat,« sagt Dr. Schenck, »Südafrika mit einem umgekippten Teller oder einer Schüssel verglichen, und dieser Vergleich ist nicht ganz unpassend, wenn wir nur berücksichtigen, dass diese Schüssel im Norden nicht selbständig begrenzt ist, sondern wieder mit einer andern Schüssel, die durch das Kongo-Becken repräsentiert wird, und dann wieder mit einer dritten, der des Tschadsee-Beckens, verwächst. Wir haben im Innern Südafrikas eine zentrale Einsenkung, die des Kalahari-Beckens vor uns, welches in seinem südlichen Teile nach dem Oranje hin entwässert wird (soweit man überhaupt bei den meist wasserlosen Flüssen von einer Entwässerung sprechen kann), in seinem nördlichen, dem Okavango- und Makarikari-Becken, dagegen abflusslos ist. Die Kalahari empfängt verhältnismässig wenig Regen, da diese meist schon in den umliegenden Gebirgsländern niederfallen; sie ist deshalb ein wasserarmes Gebiet, das aber doch nicht in Form einer Wüste, sondern hauptsächlich in derjenigen der Dornbuschsteppe uns entgegentritt. Der Boden ist sandig; vielfach finden sich auch junge kalkige Ablagerungen, die auf früher vorhandene, jetzt aber ausgetrocknete Seen hinweisen; im Norden treffen wir am Okavango noch ausgedehnte sumpfige Gebiete an, die aber auch ihrer Austrocknung entgegengehen. Die Wasserarmut des Landes bedingt es, dass dieses zur Ansiedelung wenig geeignet erscheint; es wird daher die Kalahari hauptsächlich durchstreift von einigen auf niederer Kulturstufe stehenden Buschmännern und Betschuanen-Stämmen, welche von der Jagd oder von den Früchten und Wurzeln, die das Land ihnen bietet, ein kümmerliches Dasein fristen.

Umgeben wird die Kalahari von etwas höhern Gebirgsländern, welche sich in beträchtlicher Breite zwischen sie und die Küste einschieben, dem Rande des Tellers entsprechend. Diese Gebirgsländer besitzen keineswegs überall den gleichen Charakter. Nur in einigen Gegenden haben wir es mit wirklichen Gebirgen zu thun, in andern treten an ihre Stelle Tafelländer mit weiten ebenen Flächen, welche von einzelnen isolierten Tafelbergen überragt sind, oder auch Hochebenen, die von Gebirgszügen umrahmt werden. Gegen die Küste hin nehmen die Gebirgsländer an Höhe ab. Aber auch dieses geschieht nicht überall in der gleichen Weise, bald sanft und unmerklich, bald stufen- oder terrassenförmig, bald in gewaltigen mauerartigen Abstürzen. Zuweilen auch schieben sich langgestreckte Gebirgszüge mit schroffen Gipfeln zwischen die Küste und die innern Hochländer ein. Dieser verschiedenartige Charakter bedingt es, dass die einzelnen Länder nicht alle in gleichem Masse zugänglich von der Küste her sind; manche sind leichter zu erreichen, manche aber auch erst nach einem beschwerlichen Anstiege, aber überall sind schliesslich beträchtliche Höhen-

[1]) Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1900. No. 1, p. 60 ff.

differenzen zu überwinden, ehe man die Hochebenen, Plateaus und Gebirgsländer betritt, welche die Kalahari umgeben. Ein eigentliches Küstenvorland fehlt in Südafrika oder ist erst im Osten in der Umgebung der Delagoa-Bai vorhanden. Ebenso giebt es keine schiffbaren Ströme, welche den Verkehr von der Küste nach dem Innern vermitteln könnten, und erst die Anlage von Eisenbahnen hat dazu beigetragen, die geringe Zugänglichkeit mancher Länder Südafrikas zu mildern und einen regern Verkehr im Austausche der Landeserzeugnisse herbeizuführen.

Im Westen wird das Kalahari-Becken begrenzt durch das Gebirgsland von Damara- und Gross Nama-Land. Gneis und Granit bilden die Grundlage dieses Gebirgslandes. Sie treten uns entweder in Form langgestreckter Gebirgszüge oder mächtiger Gebirgsmassen entgegen, zwischen denen sich steinigsandige Hochebenen ausdehnen, oder sie sind bedeckt von horizontal gelagerten Sandsteinen, Schiefern und Kalksteinen, welche den Tafelland-Charakter hervorrufen. In Damara-Land herrschen Gneis- und Granitgebirge, in Gross Nama-Land Tafellandschaften vor. Entsprechend dem durch eine kalte Meeresströmung und aufsteigendes Tiefenwasser an der Küste bedingten trockenen Klima erscheinen uns die Küstenstriche Deutsch-Südwestafrikas als öde Wüsten, während im Innern Grasssteppen mit Buschsteppen abwechseln, und nur in den Thälern eine Baumvegetation sich entfalten kann.

Südlich vom Oranje setzt sich das Gebirgsland von Damara- und Gross Nama-Land fort und umfasst noch das durch seine Kupferminen wertvolle Klein Nama-Land, welches denselben Charakter besitzt wie die Landschaften Deutsch-Südwestafrikas. Dann folgen in der südwestlichen und südlichen Kap-Kolonie die bogenförmig verlaufenden Gebirgssysteme der Bokkeveld- und Zwarteberge, welche durch breite Längsthäler in einzelne Gebirgszüge zerlegt und durch schluchtartige Querthäler zugänglich gemacht werden. Während in den Bokkeveldbergen die den Granit und die alten, steil aufgerichteten Schiefer überlagernden Sandsteine und Thonschiefer der sogenannten Kap-Formation nur schwach gefaltet sind, zeigen sie in den Zwartebergen und den diesen vorgelagerten Outeniquabergen sehr bedeutende Faltungserscheinungen und sind nach Norden überkippt. Wenn wir von dem Atlas absehen, so stellen die Zwarteberge auf afrikanischem Boden das einzige Gebirge dar, dessen Faltungen noch bis in die Zeit der Karbon- oder Steinkohlenperiode, ja vielleicht in noch jüngere Zeiten hineinreichen. Mit ihren östlichen, niedrigern Ausläufern, den Zuurbergen, streichen die Zwarteberge zwischen Port Elizabeth und East London an der Küste aus. Entsprechend den vorherrschenden harten quarzitischen Sandsteinen sind die Bergformen in den Bokkeveld- und Zwartebergen eigenartig schroff und phantastisch, in den erstern bei weniger gestörter Lagerung mauer- und kastellartig, in den letztern infolge der steilen Aufrichtung zackig, in zahlreichen Pyramiden und Nadeln sich auflösend, deren Einzelformen sich leichter einprägen würden, wenn sie sich nicht mit geringen Abänderungen in der langen Kette ständig wiederholten. Die dem Ozean zugewandten Gehänge jener Gebirgszüge empfangen reichliche Niederschläge, und es konnten sich in den breiten Längsthälern und in dem niedern Vorlande nach der Küste hin wegen des fruchtbaren Bodens eine grössere Zahl aufblühender Ortschaften entwickeln.

Zwischen die Zwarteberge im Süden und die Kalahari im Norden schiebt sich ein ausgedehntes Tafelland ein, das wir als das Karroo-Tafelland bezeichnen wollen, weil es sich aufbaut aus den Sandsteinen, Thonschiefern und in mächtigen Decken ausgebreiteten Eruptivgesteinen (Diabasen, Melaphyren u. s. w.) der sogenannten Karroo-Formation. Dieses Karroo-Tafelland umfasst nicht nur die eigentliche Karroo, d. h. die steinigen Ebenen, welche sich zwischen den Zwartebergen und Nieuweveldbergen ausdehnten, sondern auch noch die ganze östliche und nördliche Kap-Kolonie, West Griqua-Land, soweit es östlich vom Vaal gelegen ist, den ganzen Oranje-Freistaat, ja auch noch einen Teil des südlichen Transvaal,

Basuto-Land, Kaffraria, Natal und Sulu-Land, es erreicht die Küste auf der ganzen Strecke von East London bis etwa zur St. Lucia-Bai, da hier die Umrahmung durch Randgebirge nach Art der Bokkeveld- und Zwarteberge fehlt. Den besten Einblick in den Aufbau des Karroo-Tafellandes gewinnen wir in Natal, wenn wir von der Hafenstadt Durban entlang der Eisenbahn über Pietermaritzburg, Estcourt und Ladysmith bis zur Höhe der Drakensberge emporsteigen. Die Küstenlandschaften Natals besitzen noch tropischen Charakter, hier gedeihen noch Palmen, und die nicht sehr hohen Berge sind mit dichtem Buschwalde bedeckt, soweit sie nicht in Kultur genommen und mit Zuckerrohr bepflanzt worden sind. Dann aber steigen wir ziemlich steil empor zur ersten Terrasse, auf welcher Pietermaritzburg liegt, und finden hier ein ganz verändertes Aussehen, auch in der Vegetation. Die tropischen Formen sind verschwunden, und anstatt des Buschwaldes erblicken wir weite Grasflächen, die ein vorzügliches Weideland darbieten. Über eine Reihe weiterer Terrassen gelangen wir hinauf auf die Höhe des Van Reenens-Passes in den Drakensbergen (etwa 1650 *m*). Wir sehen also, dass der Aufbau Natals ein terrassenförmiger ist. Die einzelnen Stufen sind aber nun keineswegs ebene Flächen, es sind ihnen einerseits wieder Einzelberge, meist von tafelartiger Gestalt, aufgesetzt, und anderseits schneiden die Flüsse mehr oder weniger tief, manchmal in cañonartigen Schluchten in die Terrassen ein. Es wechseln also in Natal verhältnismässig ebene Strecken ab mit solchen, die durchaus gebirgigen Charakter besitzen.«

Die Erklärung dieser Verhältnisse ergiebt ein Blick auf die geologische Beschaffenheit des Landes. »Über dem Granit und den alten, steil aufgerichteten Schiefern folgt, die Terrasse von Pietermaritzburg bildend, der horizontal gelagerte Tafelberg-Sandstein der Kap-Formation und dann aufwärts bis zu den Drakensbergen die Karroo-Formation in ihren verschiedenen Abteilungen, von der untersten bis zu obersten. Dieselbe Karroo-Formation aber treffen wir in bedeutend niederem Niveau wieder in dem schmalen Küstenstreifen an. Es hat also hier in der Nähe der Küste, wahrscheinlich in der Jurazeit eine gewaltige Absenkung stattgefunden, durch welche grosse Teile des Landes bis unter das Niveau des heutigen Meeresspiegels versanken. Daher kommt es, dass wir trotz der horizontalen Lagerung die ganze Schichtenfolge vom Granit bis zu den Diabas- und Melaphyrdecken der Karroo-Formation entblösst sehen. Aber wir haben noch zu erklären, woher der treppenartige Aufbau kommt. Das horizontale Schichtensystem, welches uns in Natal entgentritt, setzt sich zusammen aus verschieden harten Gesteinen, aus weichern Thonschiefern, etwas härtern Sandsteinen und dann aus den noch weniger leicht zerstörbaren, bereits erwähnten basischen Ergussgesteinen. Gerade die letztern sind es besonders, welche zur Bildung von Terrassen und, was damit in Zusammenhang steht, von Wasserfällen Veranlassung geben, weil sie eben der Abtragung durch Wasser und Wind stärkern Widerstand entgegensetzen, wie die weichern thonigen Gesteine. So stürzt der prächtige, etwa 150 *m* hohe Umgenifall bei Howick nordwestlich von Pietermaritzburg über eine mächtige Diabasmasse herab.

Dem steilen Absturze der Drakensberge gegen Osten entspricht kein solcher nach Westen. Befinden wir uns auf der Höhe des Plateaus, so blicken wir über weite, einförmige, grasbedeckte Ebenen, über denen sich hier und dort festungsartig vereinzelte Tafelberge oder auch spitzere Berge, sogenannte Spitzkopjes — es sind dies Tafelberge, deren Decke bis auf einen kleinen Rest zerstört worden ist — erheben. Einförmig ist der Charakter des ganzen Oranje-Freistaates, dessen mittlere Höhe etwa 1400 *m* beträgt, also die des Brockens noch übersteigt. Überall dieselben Ebenen mit den aufgesetzten Einzelbergen; nirgends treten uns geschlossene Gebirgszüge entgegen. Mit Ausnahme der beiden Grenzflüsse, des Oranje und Vaal, besitzt der Oranje-Freistaat auch keine grössern Flüsse.

Die Drakensberge bilden eine klimatische Scheide, sie wirken kondensierend auf die vom Ozean her kommenden, infolge der an der Ostküste Afrikas hinziehenden warmen Meeresströmung mit Feuchtigkeit beladenen Winde. Natal empfängt daher reichliche Niederschläge, und es entwickelt sich hier ein ganzes System von Küstenflüssen, die natürlich wegen ihres kurzen Laufes und des erheblichen Gefälles für die Schiffahrt nicht zu benutzen sind. Viel geringer sind die Niederschlagsmengen im Oranje-Freistaat, doch hat Bloemfontein im Mittel immerhin noch 569 *mm*, Ladybrand an der Grenze gegen das gebirgige Basuto-Land hin sogar noch 734 *mm* jährlicher Regenmenge. Die Luft ist deshalb im allgemeinen trocken im Oranje-Freistaat, und gerade dieser Trockenheit in Verbindung mit der bedeutenden Höhenlage verdankt das Land jenes gesunde Klima, in welchem Lungenleidende sich sehr rasch erholen. Die Trockenheit bewirkt aber anderseits, dass ohne künstliche Bewässerung Ackerbau sich nur in beschränktem Masse betreiben lässt, und dass der Oranje-Freistaat in wirtschaftlicher Beziehung daher wesentlich auf die Viehzucht angewiesen ist. Wie die Einzelberge, so liegen auch die Farmhäuser der Buren zerstreut über das ganze Land, und die meist nicht sehr grossen Ortschaften dienen hauptsächlich nur als Stapelplätze für den Handel.

Ähnlich wie in Natal ist der Anstieg des Karroo-Tafellandes in Kaffraria und der östlichen Kap-Kolonie. Terrassenförmig steigen wir empor bis zu der Höhe der Drakensberge und ihrer Fortsetzung in der Kap-Kolonie, den Stormbergen, von denen die erstern im Basuto-Land anschwellen zu einer gewaltigen Plateaumasse, welche von den tief einschneidenden Thälern des Oranje- und des Cornetflusses in drei Teile zerlegt wird nnd an der Grenze gegen Natal hin eine geschlossene Mauer mit Erhebungen bis über 3000 *m* bildet. Anders liegen die Verhältnisse in der südlichen Kap-Kolonie, wo das Karroo-Tafelland nicht bis an die Küste heranreicht, sondern von den Gebirgszügen der Zwarteberge begrenzt wird. Hier fehlt daher der terrassenförmige Aufbau; es folgen nördlich von den Zwartebergen die Ebenen der Grossen Karroo nnd dann die Plateaumassen der Nieuweveld- und Schneeberge, welche wieder mit den Stormbergen und Drakensbergen in Verbindung stehen. Wegen der vorgelagerten Zwarteberge und Bokkeveldberge erhält die Grosse Karroo nur geringe Niederschläge, und da auch der Boden meist steinig ist, und nur hier und da zwischen den Steinen Anhäufungen lockerer Massen vorhanden sind, so sind die Ebenen hauptsächlich bedeckt mit kleinern Büschen, welche zum Teil ein vortreffliches Futter für das Vieh, namentlich für Schafe und Angoraziegen liefern. Viehzucht ist daher auch die Haupterwerbsquelle der die Grosse Karroo bewohnenden Farmer.

Nördlich von den Nienweveld- und Schneebergen breiten sich die weiten, in höherem Niveau als die Grosse Karroo gelegenen Grasssteppen der nördlichen Kap-Kolonie ans, welche mit ihren aufgesetzten Einzelbergen einen ganz ähnlichen Charakter besitzen wie diejenigen des Oranje-Freistaats.

Wir verlassen nunmehr das Karroo-Tafelland und wenden uns der östlichen Begrenzung des Kalahari-Beckens zu, welche gebildet wird durch die Gebirgsländer von Transvaal und Matabele-Land. Die Südafrikanische oder Transvaal-Republik, welche im Süden bis an den Vaal und im Norden bis an den Limpopo heranreicht, zeigt in ihren Bodenformen eine weniger einfache Gestaltung, wie die Schwester-Republick südlich des Vaalflusses. Wenn wir von der Delagoabai der Eisenbahn nach Pretoria folgen, so schreiten wir zunächst auf portugiesischem Gebiete über die niedrige, aus jugendlichen Meeresablagerungen aufgebaute Küstenebene hinweg und gelangen dann an das Lebombogebirge, welches die Grenze gegen Transvaal bildet. Dieses Lebombogebirge ist ein niederer, nur 200 bis 300 *m* hoher, ans porphyrischen Gesteinen gebildeter Höhenzug, welcher vom 24. bis 28.° südl. Br. in fast ganz gerader, und zwar meridionaler Richtung verläuft. Offenbar haben wir es mit einer alten Spalte der Erdrinde zu

thun. Östlich von dieser Spalte ist das ganze Land zur Tiefe gesunken, wie weiter südlich an der Küste Natals, im Westen aber blieb das Land stehen. Die Wunde, welche durch die Spalte in der Erde hervorgerufen war, vernarbte dadurch, dass vulkanisches Material in Form porphyrischer Laven auf ihr emporquoll und an der Erdoberfläche erstarrte.

Westlich vom Lebombogebirge treten wir in ein Gebirgsland ein, welches bald aus Granit sich aufbaut, bald aus alten, steil aufgerichteten Schiefern und Quarziten. Diese bilden, dem Streichen der Schichten entsprechend, westöstlich verlaufende Gebirgszüge und bergen auf den De Kaap-Goldfeldern die goldführenden Quarzgänge. Der Granit ist meist bis in grosse Tiefen hinein vollständig verwittert, und in die verwitterten Massen hat das Wasser tiefe Erosionsfurchen eingeschnitten. Da die Granite infolge ihrer Verwitterung der Abtragung auch weniger Widerstand entgegengesetzt haben wir die harten Quarzite der Schieferformation, werden sie von den Gebirgszügen der letztern bedeutend überragt. So steigen wir denn hier nicht wie in Natal auf Terrassen, sondern durch enge Thäler, welche getrennt werden durch hochaufstrebende Berge, empor bis an den Absturz der Drakensberge, der auch hier durch eine ziemlich gerade Linie angedeutet wird. Die Drakensberge Transvaals, welche in der Mauchspitze ihre höchste Erhebung erreichen, sind indessen nicht eigentlich als die Fortsetzung derjenigen Natals anzusehen, da sie im Gegensatze zu diesen wesentlich aus ältern Sandsteinen, Schiefern und Kalksteinen (der Kap-Formation) sich aufbauen, welche unter etwa 30° gegen Westen einfallen. Der Tafellandcharakter tritt immer noch hervor, wenn auch weniger ausgeprägt als in Natal und im Oranje-Freistaat.

Die Eisenbahn hat erhebliche Höhenunterschiede zu überwinden, ehe sie die Höhe der Drakensberge erreicht. Dann aber geht es durch verhältnismässig ebenes Gelände weiter bis Pretoria. Die Hauptstadt Transvaals bildet zugleich den natürlichen Mittelpunkt desselben. Denn sie liegt inmitten einer Reihe westöstlich verlaufender Gebirgszüge, welche sich fast durch das ganze Land erstrecken und dieses in einen südlichen, höher gelegenen Teil, das sogenannte Hooge Veld oder Hochfeld (mittlere Höhe etwa 1500 *m*) und in einen nördlichen, niedern, das Bosch Veld oder Buschfeld (800 bis 1000 *m*) zerlegen. Die Schichten der Kap-Formation, welche jene Gebirgszüge zusammensetzen, bilden ein flaches Gewölbe, das in der Mitte aufgesprengt ist, so dass hier der granitische Gewölbekern zum Vorscheine kommt. Es sind sowohl härtere, quarzitische Sandsteine wie auch weichere Thonschiefer und blauschwarze Kalksteine, welche zu beiden Seiten auf den Granit folgen. Erstere treten uns in Form langgestreckter Rücken entgegen, deren Steilabfall im Norden des Granitgebietes nach Süden, im Süden nach Norden gerichtet ist. Der nördlichste Quarzitzug ist der der Magalisberge, der südlichste der des berühmten Witwatersrand. Getrennt werden die Quarzitzüge durch breite Längsthäler, welche durch das Auftreten der weichern und daher leichter zerstörbaren Thonschiefer bedingt sind. Aber die grössern Flüsse, wie z. B. der Krokodil-Rivier (Limpopo) und der Aapjes-Rivier, benutzten nicht diese, sondern durchbrachen in engen Schluchten die Quarzitbrücken.

Der Witwatersrand besitzt nach Süden zu nur eine geringe Abdachung und geht hier über in die Grasssteppen des Hochfeldes, welche im Osten mit den Drakensbergen, im Süden mit den Hochflächen des Oranje-Freistaats und im Westen mit denen des Betschuanal-Landes in Verbindung stehen. In dem westlichen Teile des Hochfeldes kommt bei mehr horizontaler Lagerung der Gesteine der Tafelland-Charakter mehr zum Ausdrucke, ebenso wie im Südosten, wo das Karroo-Tafelland noch bis in das Gebiet der Südafrikanischen Republik hineinreicht. In der Mitte dagegen, südlich von Pretoria und Johannesburg, schliesst sich an die grosse Antiklinale Magalisberge—Witwatersrand nach Süden zu eine flache Mulde an, ausgefüllt durch Sandsteine, mit denen die wertvollen goldführenden Konglomerate wechsellagern, Diabasmandelsteine und dolomitische Kalksteine.

Entsprechend der geneigten Schichtenstellung besitzen daher die Berge und Gebirgszüge, welche hier die Ebenen des Hochfeldes überragen, nicht tafelartige Gestalt, sondern diejenige rundlicher Kuppen und langer Rücken mit ungleichseitigem Abfalle. In klimatischer Beziehung verhält sich das Hochfeld ähnlich wie die Ebenen des Oranje-Freistaats; die bedentende Höhenlage bringt es mit sich, dass die Temperatur im Winter nicht selten unter den Gefrierpunkt sinkt, und dass das Hochfeld zur Kultur tropischer Gewächse nicht geeignet erscheint. Anders liegen die Verhältnisse, wenn wir die Magalisberge überschreiten und nach Norden wandern. Wir treten bald ein in das niedriger gelegene Buschfeld. Weite Ebenen mit Buschsteppenvegetation (vorzugsweise dornigen Akaziensträuchern und Bäumen) liegen vor uns. Der Boden ist meist sandig, die Unterlage bildet Granit, an einigen Orten auch Sandstein. Die Flüsse werden begleitet von humusreichem Alluvialboden, welcher die Mais- und Kaffernkornpflanzungen der das Buschfeld bewohnenden Kaffernstämme trägt. Infolge der niedrigern Lage ist es im Buschfelde während des Winters wärmer als auf dem Hochfelde, und da zugleich der Winter, d. h. die Monate Mai bis Oktober, in ganz Transvaal die trockene Jahreszeit repräsentiert, das Buschfeld aber eine grössere Zahl von Flüssen besitzt als das Hochfeld, welches unter der Trockenheit am meisten leidet, so ziehen es viele auf dem Hochfelde wohnende Buren vor, den Winter mit ihrer Familie und mit ihren Herden am Olifants-, Aapjes- oder Krokodilrivier zu verbringen, wo sie dann in Zelten wohnen. Im Norden Transvaals werden die Ebenen des Buschfeldes noch einmal durch die Tafellandschaften der Waterberge und Zontpansberge unterbrochen, und dann senkt sich das Gelände wieder bis zu den sumpfigen Niederungen des Limpopothales. Die Vegetation des nördlichen Transvaal besitzt bereits, ebenso wie diejenige in den Thälern östlich der Drakensberge und im portugiesischen Küstenvorlande, einen tropischen Charakter, und schon im Distrikte Rustenburg am Nordabhange der Magalisberge wird Kaffee gepflanzt. Dafür sind die niedern Teile des Buschfeldes, namentlich in der Nähe der grössern Flüsse, in gesundheitlicher Beziehung weniger günstig gestellt, als das Hochfeld. Fieberepidemien kommen während des Sommers in verschiedenen Gegenden des Buschfeldes vor, besonders im Distrikte Zoutpansberg und am Limpopo.

Der Limpopo bildet die Nordgrenze der Südafrikanischen Republik. Von hier bis zum Sambesi breiten sich die von den Matabele, Maschona und Makalakka bewohnten Länder aus, die man seit ihrer Besitzergreifung durch die Britisch-Südafrikanische Gesellschaft mit dem Namen Rhodesia belegt hat. Auch diese Länder besitzen einen steilen Abfall gegen Osten, gegen das portugiesische Küstenvorland hin; sie sind also hier gebirgig, während sie im Westen in die mehr ebenen Landschaften des Betschuana-Landes und der Kalahari übergehen. Seine höchsten Erhebungen erreicht das Gebirgsland von Rhodesia in den Matoppobergen, welche gleichzeitig die Wasserscheide zwischen Limpopo und Sambesi bilden. Granit und alte, metamorphische Schiefer sind es hauptsächlich, welche das Gebirgsland zusammensetzen, und in den letztern treten die goldführenden Quarzgänge auf. Da der Gegensatz zwischen einer jährlichen Trockenzeit und Regenzeit ziemlich scharf zum Ausdrucke gelangt, so trägt die Pflanzenwelt des Landes den Charakter der tropischen Steppenvegetation; nur an dem östlichen Steilabfalle des Gebirgslandes und in den Thälern der grössern Flüsse sind die Bedingungen für die Entwickelung einer Waldvegetation gegeben.«

Die westpatagonische Fjordküste schilderte auf Grund eigener Beobachtungen (während wiederholter Expeditionen im Auftrage der chilenischen Regierung) Dr. Hans Steffen.[1]) »Sie erstreckt sich von

[1]) Verhandlungen d. Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin 1900. p. 204 ff.

$41\frac{1}{2}^0$ südl. Br. durch 13 Meridiangrade südwärts und wird in dieser ganzen Ausdehnung von den urwaldbedeckten Steilabfällen der Kordillere begleitet, deren Zerstückelung durch eindringende Meeresarme in von Nord nach Süd zunehmendem Grade zu beobachten ist. In dem nördlichsten Abschnitte, zwischen $41\frac{1}{2}^0$ und 44^0 lässt sich in der Insel Chiloé und in den Meerbusen von Reloncaví, Ancud und Corcovado eine geologisch begründete Fortsetzung der entsprechenden Hauptformen im Relief des mittlern Chile, der Küsten-Kordillere und des zentralen Längsthales bemerken. Weiter nach Süden zu wird der Verlauf dieser beiden Zonen weniger deutlich. Die Fortsetzung der innern Meeresarme verengt sich zu kluftförmigen Kanälen, die sich zwischen hohen Felseninseln von andinem Charakter gabeln. Schon im Guaitecas- und mehr noch im Chonos-Archipel verschwinden die niedrigen langgestreckten Höhenzüge der in Chiloé weitverbreiteten tertiären Cancagua-Formation, sowie die riasähnlichen Meerbusen, deren flacher Strand die zahlreichen Städtchen und Dörfer an der Ostküste der grossen Insel trägt. Glimmerschiefer und krystallinische Massengesteine bilden die steilen Waldberge der südlichen Inselgruppen, in denen sich kaum irgendwo eine zur Siedlung geeignete Strecke flachen Landes vorfindet. Südlich von Melinka, dem Stapelplatze des von den Chiloten im Innern des Archipels und an der Festlandküste geschlagenen Ciprés-Holzes, findet sich bis zum Ultima Esperanza-Fjord in $51\frac{1}{2}^0$ südl. Br. keine dauernd bewohnte Stätte mehr.

Gehen wir weiter nach Süden, so treffen wir in 46^0 30′ südl. Br. einen $22\frac{1}{2}$ *km* breiten Streifen niedrigen, aus Gletscherschutt gebildeten Landes, der die Fortsetzung der innern Kanäle unterbricht und die von vielfach noch unerforschten Meeresarmen zerschnittene Halbinsel Taitao an den Kontinent angliedert. Hier ist ein ergiebiges Feld für Gletscherforschung, und es wäre dringend zu wünschen, dass dieses verhältnismässig leicht zugängliche Gebiet einmal von einem Fachmann eingehender untersucht würde.

Die Gletscher, die, wie an allen Fjordküsten der Erde, eine Hauptrolle in der morphologischen Gestaltung und Entwickelungsgeschichte des westpatagonischen Litorals spielen, erreichen in dem augenblicklichen Stande ihrer Ausdehnung das Meeresniveau in 46^0 26′ südl. Br., wo ein Eisstrom aus den Firnfeldern des Monte San Valentin kaskadenförmig in eine kleine Bucht des Seno de Elefantes hinabsteigt. Fast genau zwei Breitengrade weiter nördlich wird im nordöstlichen Hintergrunde des Poyehuapi-Kanals ein in mehrere Arme zerteilter Gletscher sichtbar, dessen eine Zunge augenblicklich in 50 *m* Höhe und in ganz kurzer Entfernung vom Meere endigt. Auch am nördlichen Ende des Estero Pillan, eines Seitenarmes des Palena-Fjords, in 43^0 40′ südl. Br., reicht ein grosser Gletscher bis in die Nähe des Meeresspiegels hinab. Südlich vom 48. Parallel, in den östlichen Abzweigungen der Kanäle Messier und Smyth, besonders aber in den Kanälen Eyre und Peel, geschieht

es häufig, dass Gletscher sich vorgebirgsartig in das Meer hinausschieben und mit den abbrechenden Eisbergen die innersten Winkel der Fjorde ausfüllen. Allein schon viel weiter nördlich, in dem vorerwähnten Seno de Elefantes (46° 30′ südl. Br.), sieht man Eisberge umhersegeln, die aus dem benachbarten San Rafael-See durch dessen Abfluss, den Rio Témpanos, ins Meer hinaus, zum Teil aber durch den eindringenden Flutstrom wieder in den See zurückbefördert werden. Der See selbst ist bis über ein Drittel seiner Fläche von dem fächerförmig gestalteten untern Ende des San Rafael-Gletschers eingenommen, der einen von den zahlreichen aus dem Inlandeisgürtel der küstennahen Kordillere entstammenden Eisströme darstellt.

Dass die patagonische Fjordküste Veränderungen im Sinne einer negativen Niveauverschiebung erfahren hat, ist zuerst durch Darwin nachgewiesen worden. Doch können die von ihm beobachteten Muschelbänke, welche in Chiloé und im Chonos-Archipel an zahlreichen Stellen in verschiedener Höhe über dem gegenwärtigen Flutniveau, aber meist in kurzer Entfernung von der Strandlinie zu finden sind, nicht ohne weiteres als Beweis für die Hebung der Küste gelten. Viele von diesen Ablagerungen sind, wie schon Fonck und Simpson bemerkt haben, keine Meeresabsätze, sondern von Menschenhand angehäuft, und bezeichnen die Stätten alter Siedlungen der sich vorzugsweise von Muscheln nährenden einheimischen Inselbevölkerung. Freilich hat Steffens an den Uferrändern gewisser Teile der Ostküste von Chiloé, auf der Insel Quehue, sowie im Chonos-Archipel gegenüber dem Eingange des Aisen-Fjords, meilenlang ununterbrochen fortlaufende Muschelbänke gesehen, die weit über die höchste Flutmarke hinausreichen und zum Teil unter einer Humusschicht verborgen sind. Eine eingehende Untersuchung der Ablagerungen, die eine der auffälligsten und verbreitetsten Erscheinungen auf den Inseln der Westküste bilden, dürfte den Nachweis liefern, dass die Erklärung derselben als eine Art südamerikanischer »Kjökenmöddinger« nicht ausreicht. Im Gegensatze zu einzelnen Anzeichen lokaler Senkungen kleinerer Küstengebiete würde der Nachweis, dass die Muschelbänke auf der Strandebene während einer frühern Lage der Küstenlinie aufgehäuft worden, mit ähnlichen Beobachtungen übereinstimmen, die man an der gegenüberliegenden Festlandküste machen kann. Am Strande der Boca de Reloncaví, in der Nähe des Rio Puelo, liegen zahlreiche Blöcke vulkanischen Konglomerats zerstreut, die alle, selbst die am meisten landeinwärts und weit ausserhalb des Bereiches der Flut befindlichen, mit Resten von noch jetzt im benachbarten Meere lebenden Muschelarten imprägniert sind. Ähnliches hat Hauthal aus dem Ultima Esperanza-Fjord berichtet; sonst liegen bisher wenige sichere Angaben über Merkzeichen negativer Strandverschiebung vor. Vielleicht werden sich bei genauerer Durchforschung der Fjorde auch alte Strandterrassen erkennen lassen, wie diejenigen, welche im Umkreise des Hafens von Corral, an der Mündung des Valdivia-

Flusses auftreten. Über lokale Veränderungen im Bereiche der Küstenzone lässt sich durch Umfrage bei den Bewohnern der Gestade von Chiloé manches erfahren. Juliet, der Begleiter des bekannten chilenischen Hydrographen Vidal Gormaz, hörte von den Bewohnern der Insel Huar im Reloncaví-Golf, dass gewisse Landstrecken, die früher bebaut wurden, jetzt im Bereiche der höchsten Fluten liegen, und dasselbe versicherten mir die Chiloten in Queilen, einem Städtchen an der Ostküste der Insel. In den Fjorden des Penas-Golfes konnten wir durch Lotungen feststellen, dass seit den Zeiten der Beagle-Expedition, auf deren Lotungen die meisten Tiefenangaben der Seekarte beruhen, vielfach Versandungen vor den Mündungen der Flüsse stattgefunden haben. Eine im Kelly-Fjord gelegene Felsinsel ist durch Vorwachsen des Mündungsdeltas eines Gletscherflusses der Südküste nahezu landfest geworden.«

Die Puna de Atacama, die wüste Hochfläche der Atacama, ist von L. Darapsky wiederholt besucht worden. Er giebt eine zum Teil auf eigenen Beobachtungen beruhende kartographische Darstellung und nähere Schilderung derselben.[1]) Das Wort Puna ist ein Khetschua-Wort und bedeutet im allgemeinen eine wüste Hochfläche. »Eine solche zieht sich von der Nordspitze des Titicaca-Beckens durch das westliche Bolivia bis in die argentinischen Provinzen Catamarca, Rioja und San Juan. Charakteristisch ist für sie die Abflusslosigkeit und damit die Bildung zahlreicher Wannen, nach denen ihr Umfang sich ungefähr festlegen und einteilen lässt. Oft schon ist die Analogie mit dem Great Basin in Nordamerika bemerkt worden. Wie dieses zwischen dem 42. und 35. Breitengrad vom Knicke der Kalifornischen Küste in Kap Mendocino und der Abspaltung der Wahsatch-Ranges vom Felsengebirge her zusammengedrängt sich zuspitzt und dabei an Erhebung verliert, so geht auch die Altiplanicie de Bolivia südwärts schmäler zusammen und wird niedriger. Der tiefste Punkt ist hier das Salar de Atacama mit 2400 *m*. Wie aber Geologie und Klima auch jenseits des Colorado-Flusses und der Wahsatch-Berge zahlreiche abgeschlossene Bodenbildungen bedingen, wie die Rocky Mountains bei Santa Fé mit einem Male aufhören, und gleichwohl darüber hinaus im Llano Estacado sowohl als im Bolsón de Mapimi ähnliche Verhältnisse sich wiederholen, so ist auch im Süden des Kontinentes die Region der Salare nicht in scharfem Striche von den Quellgebieten ozeanischer Flüsse zu scheiden. Viele der letztern verdienen ihren Namen ohnehin nur periodisch. Welches Stück von der ganzen Puna als Puna de Atacama abgegliedert werden soll, hängt lediglich von dem Zwecke ab, der dabei vorliegt. Wenn aber Höhenlage und Abflusslosigkeit entscheiden, so ist kein Grund einzusehen, den Westabhang der hohen Vulkanreihe Licancaur-Llullaiyaco auszuschliessen, der

[1]) Zeitschrift d. Gesellschaft f. Erdkunde in Berlin **34**. p. 281.

erst südlich vom Volcán de Copiapó (oder Azufre) in der Laguna del Negro Francisco auf chilenischer Seite seinen natürlichen Abschluss findet.«

Neben den Salzsümpfen (salares) und Salzseen (lagunas) finden sich in der Atacama zahlreiche Trockenmulden. »Oft entsprechen sie altem, lange verlassenem Seeboden, öfter treten sie für solchen ein, wo der Untergrund die Bildung von Wasseransammlungen nicht zuliess, oder ersetzen rosenkranzförmig und in Stufen einander folgend das unentwickelte Flusssystem. Während die Seeflächen fortwährend sich verkleinern, und die Erosionsfurchen sich vertiefen, bilden jene Lagunas secas das bleibende Endresultat der bei ihrer Schaffung thätigen Kräfte: in reinster Form also einen scharf abgesetzten Kreis, der nur langsam auf Kosten der umliegenden Höhen sich verbreitert, stets aber den nämlichen Charakter einer wasserlosen, weil durchlässigen Geröllfläche beibehält. Da hier die Schneewasser weit regelmässiger zusitzen als in gemässigten Breiten, auch Tag und Nacht sich fast wie Sommer und Winter verhalten, kann das rieselnde Element, indem es sich selbst fortgesetzt den Weg verlegt, alles Gelände regelrecht einebnen, fast ohne sich bemerklich zu machen. Wo seine Menge sich mehrt, wie im S und N, innerhalb und ausserhalb des Gebirges, tritt an die Stelle geschlossener Abtragung ein Zerreissen durch Sturzwasser. So ist der Fuss der Doña Ines, welche in ihrem »Herzen« (corazón), einem Gewirr von Schluchten, zuweilen gewaltige Schneemassen anhäuft und periodisch entlässt, nach dem Agua Helada zu tief gefurcht, während der Bach der Ola an seiner Versiegungsstelle, etwa 8 *km* und 131 *m* oberhalb des Salar de Pedernales flach wie ein Eimer, den man über den Fussboden schüttet, sich auszugiessen scheint. Täglich, ja stündlich ändert er seinen mäandrischen Lauf, rückt die feinern Gesteinstrümmer, ohne sie zu rollen, und lässt die gröbern, soweit sie nicht im aufgelockerten Grunde untersinken, erst durch Insolation zerspringen, ehe er sie mit tausend Armen sacht anfasst und sie drehend weiter schiebt. Bläst dann der Wind den nur in geringer Menge gebildeten Staub und Schlamm heraus, der in den Winkeln des Gebirges schliesslich liegen bleibt oder am Luvrand der Senke mit Salzteilchen zu mächtigen Dünen verfilzt, so bleiben schön abgezirkelte Becken übrig, die Verf. Rieselmulden nennen möchte, gleichgültig ob sie auf offenem Plane meilenlang die jetzigen Seen fortsetzen oder als Kar-Wannen kaum hektargross die Vertiefungen der Lavaströme erfüllen oder im eingebrochenen Auswurfkrater selbst sich einnisten und dann bis zu 30^{0} geneigt abfallen, wie in den isolierten Kuppen zwischen den Salares de Pajonales, del Plato und Amarillo. Stets sind sie nahezu eben, von gleichförmiger Bedeckung und gleichsinniger Abdachung. Der Name geht darum nur auf die Ausgestaltungsart und nicht auf den Ursprung der Vertiefung.

Menschliche Ansiedelungen giebt es in jener Einöde zwischen den Bergstädtchen Cachinal de la Sierra und Aguada de Cachinal

im W und dem einsamen Antofagasta de la Sierra im O nicht. Höchstens üben einige Vicuñajäger an den Wasserplätzen ihren Beruf, oder Eingeborene vom Stamme der Atacameños erproben die immer wieder unzulänglich sich erweisenden Weidegründe am Fusse des Llullaiyaco, und abenteuerliches Halbblut fristet eine nomadenhaft ärmliche Existenz in der Eucantada, Ola, Potrero Grande. Darum haben auch die Berge selten Namen, und die Rast- und Zufluchtsplätze wechseln sie mit ihren Gästen.«

»Während ältere Darstellungen das Hochgebirge mit Scharen von Ketten erfüllen, vermindert sich deren Zahl und Länge meist bei näherem Zusehen. Besonders Philippi suchte damit in Atacama aufzuräumen, indem er an ihre Stelle Ebenen mit Einzelerhebungen setzte. Diese Ebenen zeigen dann wieder Ungleichheiten, welche in einer Atmosphäre, deren Klarheit alle Ferneunterschiede aufhebt, unversehens zu Landrücken anschwellen. Die Natur jener Hochgebirgswelt wird deshalb ebensowenig durch Quer- und Längsketten (nach Moussy und Pissis) als durch über offene Ebenen zerstreute Einzelberge (nach Burmeister und Philippi) erschöpft. Der Sockel selbst erweitert sich ins Riesenhafte, die Zahl der unterscheidbaren Kuppen nimmt ab mit ihrer Böschung; vom Passkamm aus sucht das Auge vergebens die tagelang verfolgten Grate und Spitzen, welche nun zu unförmlichen Leisten verfliessen. Schroffe Hänge bilden die an Masse verschwindende Ausnahme und gehören ausschliesslich rezenten Lavaklippen zu. Aber diese Rücken messen 4500—5000 *m*, die Senken 3500—4000 *m*. Sonst spielt das Wasser den Ausgleicher der Höhenunterschiede; hier wirkt sein Mangel über den wahren Verhalt täuschend. Aber der örtliche Sprachgebrauch wählt unbedenklich Cerro und Punta für den einen und Quebrada für den andern der ihm geläufigen Gegensätze. Von wirklichen Ebenen ist Verf. nur ein einziges Beispiel bekannt: die Meseta de los Colorados; und auch sie ist nur der breite Rand der Mulde zwischen Potrero Grande und Tambería und schwillt nach Süden und Osten deutlich an.«

Der Grundriss der westlichen Cordillera ist wellig mit grossen, gegen das Meer geöffneten Kerben, die Pässe liegen in Höhe von 3363—4241 *m*. Die hohe Cordillera im Innern zeigt keine Bergreihen, sondern es handelt sich hier um ein Massiv von beiläufig 70 *km* Länge und bis 25 *km* Breite, zwischen 24° 45′ und 25° 26′ südl. Br. »Mit Recht hat Bertrand auf die Notwendigkeit verwiesen, statt »Systeme« zu ersinnen und »Verkettungen« (encadenamiento) nachzuspüren, die Andes zunächst hypsometrisch festzulegen, und selbst den Versuch einer solchen Darstellung, soweit das vorhandene Material es erlaubt, gewagt. Der Volcán Lastarria nimmt nicht einmal die Kante der Hochfläche ein, welche Seen und Mulden bis 4600 *m* hinaufträgt, neben einem Gewirr stumpfer oder schiefer Gipfel, die sich zu fliehen scheinen. Was von vorn ein Zinken oder Grat schien, wächst von der Seite gesehen zu einer regelrechten

Festung aus, die zu oberst eine horizontale Lavaschicht mit unübersteiglicher Brüstung krönt. Nur der Osten schneidet in geschlossener Mauer ab, wenigstens von der schon vom Sandón-Pass aus sichtbar werdenden Zinne des Cerro Cabezón an über die basteiartig verteilten buntscheckigen Schwefelfirsten bis zum dunkelbraunen Cerro de la Estrella. Der Südostteil ist Verf. unbekannt. Über und östlich von der Laguna Amarilla aber schliesst der Kranz wieder zu einem einfachen Bergstreifen zusammen, der im Bogen immer landeinwärts ausladend gegenüber Aguas Calientes de los Morros (3708 *m*) verschiedene schroffe Hörner trägt, um mit dem abgestutzten Doppelvulkan los Morros zu erlöschen.«

Die Passhöhen liegen zwischen 4110—4664 *m* und sinken ostwärts gegen die grossen Salares hin bis auf 3628 *m*. »Eine besondere Einheit stellt das Vulkanmassiv von Antofalla dar, das an Erhebung dem Llullaiyaco wenig nachgiebt, an Masse ihn weit überholt. Sein breiter Kamm mit einwärts gebogenen Zacken ist etwa in 310° orientiert und im N und S ohne Fortsetzung. Nur im NO scheint er sich durch verschiedene Löcher der dreizipfligen Sierra de Antofallita zu nähern, von der ihn die Quebrada de Antofalla trennt. Dem Volcán de Antofalla vorgelagert, aber selbständig entwickelt sind auf der Abendseite die Cerros de Chibarca, de los Patos, de Cajeros und der zweispitzige Botijuelas. Oberhalb der rotbraunen und grauen Tuffe, die den Lavarand umfassen, kommen in 4119 *m* Höhe einem weissen Bimssteinkegel eingestreut regellose Gangtrümmer von Quarz und plattenartigem Obsidian mit Kieselkupfer, Kupferkies, Bleiglanz, Fahlerz, Chlorsilber vor. Der Antofalla steht im Winkel zweier grosser Spalten, deren eine das über 120 *km* lange (auch Rio Salado) Salar de Antofalla (3307 *m*) bildet, die andere über die Lagunas de los Patos (4085 *m*), Cajeros (3802 *m*), Potrero Grande (3570 *m*) und Breas (3519 *m*) im 68. Längengrade jene unter 55° trifft. Jenseits der Salare Antofalla und Arizaro ordnen sich die Gebirge wieder in voller Regelmässigkeit in lange nordsüdlich ziehende Rücken mit steil aufgerichteten Schichten, die in Inselgruppen auch das Salar de Acarzoque (3970 *m*) durchsetzen. Vereinzelt stehen darunter eruptive Erhebungen wie los Mojones. So leicht es scheint, diese Züge in lange Ketten aufzureihen, so misslich dürfte diese Aufgabe im einzelnen sein, wenn sie sich nicht auf ein geologisches Studium stützt, wie Brackebusch mit so vielem Rechte bemerkt.«

Die Salare findet Darapsky kleiner, als sie bisher offiziell angegeben werden, sie sind flach und schlammig. »Nur bedarf es der Vorsicht, die Löcher zu vermeiden, welche im trügerischen Boden oft tief hinunterführen. Dieselbe Schicht thoniger Sulfate, welche hier den wahren Untergrund verbirgt, überkleidet wohl auch das ganze Becken, so dass erst nach ihrem Wegräumen die Salzlake zugänglich wird. So in der Laguna Amarga, wo sie eine Chlorcalciumlösung von 1.20 spezifischem Gewichte darstellt und dem

Verschmachtenden, der hastig danach greift, verhängnisvoll werden muss, wie die ringsum verstreuten Skelette lehren. Am Ufer derselben Lagune sickern gleichwohl süsse Wasser, die den Rand wohl auch mit einem grünen Bande von Konferven und Insektenlarven schmücken. Es ist in solcher Lage immer eine besondere Kunst, das richtige Wasser zum Abkochen zu finden.

Sinkt das Niveau noch tiefer, so zerbricht und zerstäubt allmählich die ganze, weisse Kruste und lässt nur einen Schweif glänzender Selenitkrystalle zurück. So in der Laguna Amarilla, deren Überzug jetzt eine schwankende Masse von Alaun bildet.

Mächtige Thermen von 42° Wärme sprudeln auch an dem roten Bergkopfe, an den die Laguna de Aguas Calientes de los Morros heute den Rest einer Existenz knüpft, die früher in die Länge allein das Fünffache betragen haben muss.

Thermal sind auch die Wasser in Brea; im Binsengebüsche, der Winterresidenz von Don Pepe Salvatierra, ferner Parrinas mit 19.3°, Rio Grande mit 21.8—22.2° und andere, die erst bei näherer Prüfung ihre wahre Natur verraten. Im besondern ist der Llullaiyaco von einem Kranze heisser Quellen umgeben. Ausser dem Ojo del Llullaiyaco (wärmste obere Quelle 23.6°, thalab noch mehrere) zählen auch die Ojos de Zorritas (4186 *m*) mit 19.2° und Zorras (4066 *m*) mit 17.3° dahin.

Ebenso brodelt unfern des Salars de Challacarhua am Südfusse des Cerro Rosado ein Strahl von schlechtem Geschmacke.

Das merkwürdigste Schauspiel aber bieten die beiden Kegel von Botijuelas, an einer Ausbuchtung und 145 *m* (Schutzhütte) über dem Salar de Antofalla gelegen, der höhere aus Sinter aufgebaut, dessen nun verstopfte Öffnung kaum noch 10 *m* hinunterführt, während vom Scheitel des jüngern ockrige Ströme von 34.8° fast senkrecht in die Tiefe stürzen. Rings um beide flechten einige oberflächliche kalte, aber fast ebenso widerlich schale Wasser einen Teppich von Röhricht und Riedgras.«

Dass das Salz der Salare ein Auslaugeprodukt der Gebirge (Breccien, Tuffe, Schuttmassen) darstellt und sich nur darum im jeweilig Tiefsten anhäuft, weil es im Kreislaufe des Wassers stets wieder als Kruste, Klippe oder Düne dahin zurückgeführt wird, ist nach allen Untersuchungen in ähnlichen Fällen fraglos. Häufig kann man verfolgen, wie rinnendes Wasser sich Schritt für Schritt mit Salz belädt. So macht sich im Nordarme des Chaco, der im Ojo reinstes Quellwasser führt, 8 *km* weiter saures Gras breit; auf die doppelte Strecke findet man nur noch unbrauchbare Salzlake. Vereinzelt entstammt das beste Wasser thonigen Einlagen mitten zwischen salinischen Sedimenten; so bei Agua Verde oder Cachiyuyal. Der Rio Juncalito ist, trotzdem er einige schlechte Zuflüsse (Agua Negra) erhält, noch von der Angostura an sehr trinkbar; der Rio de la Ola, in welchen jener übersickert, schmeckt fade, aber erst der Laguna de Pedernales entströmt der Rio de la Sal. Auch sind

die tiefen Wasser der Salpeterwüste süss oder höchstens leicht brakisch, nie salzig, ebenso in Gruben. Noch verständlicher wird diese Konzentration, wenn man erwägt, dass alle Salare in frühern Perioden grössere Ausdehnung besassen und dann vermutlich echte Lagunen gebildet haben. Dass das Salar de la Punta Negra über Imilac mit dem von Atacama einmal ein Ganzes ausmachte, hat Philippi angedeutet. Für andere Mulden ist der Zusammenhang noch durchsichtiger, wenn die einzelnen Pfannen übereinander aufgehangen sind, wie in der langen Flucht, die NO vom Cerro Incahuasi gegen Antofagosta hinzieht, oder in den Salaren Ratones (3746 *m*) und Minas, N von demselben Cerro Incahuasi, welche letztere zum Salar de Antofalla einzubeziehen sind. Nicht immer liegt bei Nachbarmulden die grösste zu tiefst, so dass sie als Mutterbecken gelten könnte. Abschnürung kleiner Sölle ist die Regel nicht minder bei den in flacher Hohlebene, wie Parrinas, als in schroff einfallender Kluft gelegenen, wie Isla. Die kleine Laguna de Colorados, welche die Vegas del León Muerto aufnimmt, und die namenlose nördlich davon, stehen durch einen langen Einschnitt miteinander in Verbindung.

Mit beredter Zunge erzählen von ihrer Vergangenheit die grauroten und weissen Sinterklippen, welche den Rand der Vegas im Potrero Grande bis 650 *m* über dem heutigen Wasserspiegel einfassen, die breiten Thorflügel aufgebrochener Sulfate, hinter denen das Agua Escondida de Cori[1]) eine duftende Oase hervorzaubert, und höher hinauf die Gips- und Thonbänder, die in wechselnden Abständen bis 3790 *m* hinaufreichen, in anderer Form aber in der Vega de Ratones (3855 *m*) wiederkehren, ferner die klafterlangen weissen Schollen von Parrinas, welche ostwärts diese Lagune fortsetzen und in Form von weichem Grus, worin die Hufe fusstief einsinken, bis zur Passscheide der el Salín genannten Salzlöcher (4355 *m*) reichen, die Kalkstreifen, welche westwärts etwa 250 *m* hoch in die Schlucht sich einzwängen, die zum Salar del Cerro Negro führt, bis die allmächtigen Laven über Tuffe und Breccien die Oberhand gewinnen. Jedenfalls war dort überall der See mit seinen Salzen. Ob es sich um stetigen Rückgang handelt, oder Perioden der Schwankung anzunehmen sind, oder ob starke Verschiebungen und Stauungen vorliegen, das zu entscheiden, fehlt es zur Zeit an genügendem Anhalte. Die eine Beobachtung aber, dass solche Bänke nur auf der Ostseite von Antofalla und Potrero Grande erhalten sind und horizontal streichen bei östlichem Einfallen, während auf der andern Thalseite bei Botijuelas bis Quiñoa die Tuffe mit ihren dunklen Leisten westwärts untertauchen, lässt wenigstens darauf schliessen, dass das Salar eine Bruchlinie begleitet, die sich vielleicht nach Pocitas und Rincón fortsetzt. Bei andern Salaren ist ein solches gegensätzliches Verhalten von O und W nicht immer erkennbar.«

---

[1]) Cori oder Ricarica = Lippia trifida Gay.

Die Vergletscherung jener Gegenden war früher gewiss stärker, auch muss die Erosion am Westrande der Cordillera ehedem bedeutender gewesen sein. »Als blosser Vermutung über das Alter und die Ursache eines Klimawechsels sei des Umstandes gedacht, dass an der Ostseite der grossen Salare, wie Arizaro und Pajonales, hohe Dünenzüge sich auftürmen, trotzdem dass der heute herrschende Wind bei diesen und andern Lagunen ausschliesslich die SO-Ecke mit weissem Salzstaube überzieht. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist aber der in den Höhen regelmässig wehende Nordwest, der in den Passthoren zum Westwinde wird, der hier abgefangene, abgekühlte Gegenpassat der südlichen Hemisphäre. Die Küste kennt nur lokal erregte Luftbewegung, d. h. Berg- und Thal-, Land- und Seewinde. Im Gebirge erst zieht die Ausstrahlung im Sommer den Nordwest hernieder, im Winter aber wechseln Kalmen mit Wirbelstürmen.«

Die Depression von Luk-tschin in Zentralasien, welche 1890 durch die Brüder Grum-Grschimailo entdeckt wurde, hat 1893 bis 1895 eine meteorologische Station erhalten, aus deren Beobachtungen in Vergleich mit Barnaul und Irkutsk v. Tillo die Seehöhe derselben abgeleitet hat. Die aus drei Serien von Vergleichungen der barometrischen Beobachtungs-Resultate an den genannten Stationen gewonnenen Ergebnisse ergaben für die Station Luk-tschin, etwa 4.5 *km* östlich von der Stadt Luk-tschin gelegen, eine Höhe von — 17 *m* mit einem wahrscheinlichen Fehler von ± 15 *m*. Ein sehr sorgfältiges Nivellement der ganzen Depression ergab, dass die tiefsten Punkte derselben 95—112 *m* unter dem Niveau der Station liegen, und danach wären die Höhenzahlen für dieselben — 112 *m* bei Bojantetura, und etwa — 130 *m* bei Taschtura.

Über Gestalt und Gliederung einer Grundlinie in der Morphologie Ostasiens verbreitete sich F. v. Richthofen.[1]) Bereits vor längerer Zeit hat derselbe darauf hingewiesen, dass 1. der mauerartige meridional gerichtete Ostabfall des Gebirgslandes, aus dessen engen Felsschluchten der bis dahin an Stromschnellen reiche Yangtszĕkiang bei I-tschang-fu hervorbricht, um seinen ruhigen Unterlauf anzutreten; 2. das schroffe Ende, welches die nach OzS gerichteten mächtigen Züge des Kwenlun nach ungebrochenem Verlaufe durch beinahe 40 Längengrade zwischen den Meridianen 113 und 114 östlich von Greenwich erreichen; 3. der langgezogene geradlinige Ostabfall des Tafellandes von Schansi gegen die Grosse Ebene des nordöstlichen China; und 4. der ähnlich gestaltete, aber in schwach nach Ost konvexem Bogen verlaufende Khingan, welcher den Abfall des aufgebogenen Randes der mongolischen Hochflächen gegen die tiefer gelegene Mandschurei darstellt, sich in einer von SSW nach NNO gerichteten Linie aneinanderreihen und als Teile eines einzigen Bruch-

[1]) Sitzungsber. d. Kgl. Preuss. Akademie zu Berlin 1900. 40. p. 888.

zuges aufzufassen sein dürften.[1]) Er hat damals die unter 2. und 3. genannten Teilstrecken ausführlicher behandelt.[2]) Die Darstellung des Abfalls bei I-tschang-fu wurde noch nicht gegeben, und für eine eingehendere Erörterung des Khingan fehlte es gänzlich an Material. Auch gestattete der Stand der Kenntnisse nicht, die Linie weiter über die oben angegebenen Grenzen hinaus nach Süden oder Norden zu verfolgen.

Verf. erörtert jetzt die Morphologie und Tektonik einzelner Teile der Bruchreihe auf Grund der Kombination seiner eigenen Beobachtungen mit andern seither zur Kenntnis gekommenen Thatsachen und versucht einerseits die Erscheinung in den früher behandelten Teilstrecken schärfer zu fassen, anderseits ihre Ausdehnung über die damals von ihm vermutungsweise angenommenen Grenzen hinaus zu untersuchen. »Sind auch die minder bekannten Strecken noch recht beträchtlich, so gestattet doch der Stand der Kenntnisse jetzt hinreichend sichere Interpolation, um die Schlussfolgerung zu begründen, dass das östliche Asien vom Südrande von Yünnan bis zur Tschuktschen-Halbinsel, also in einer Erstreckung von 44 Breitengraden, von zusammenhängenden, durch Richtung, Form und gleichsinnige Tektonik homöomorphen bogenförmigen Abfällen von Landstaffeln, welche sich zu einer einzigen, mehrfach gebrochenen Linie aneinanderschliessen, durchzogen wird. Die morphologische Gleichsinnigkeit besteht darin, dass überall der östliche, gegen den Pazifischen Ozean gerichtete Erdrindenteil tiefer steht als der westliche, die tektonische darin, dass er in allen Fällen gegen diesen abgesunken ist. Die Bedeutung der Einzelbrüche wird bei einigen von ihnen durch das Vorhandensein gleichsinniger Parallelbrüche erhöht.« — Wegen der Einzelheiten muss auf das Original verwiesen werden.

Bezüglich des Alters der tektonischen Bewegungen sagt v. Richthofen: Die Bestimmung des Alters der Bruchbildungen begegnet einer Schwierigkeit, welche die geologische Chronologie im festländischen Ostasien allgemein beeinflusst; sie beruht in dem Fehlen mariner Ablagerungen von jüngerem als triassischem Alter. Meist schliessen die Meeressedimente mit Carbon ab. Einigen Anhalt geben dann noch die Süsswasserabsätze der Juraperiode. Suess hat in seiner geistvollen, grosse Ergebnisse kurz zusammenfassenden Abhandlung über die Asymmetrie der nördlichen Halbkugel[3]) gezeigt, dass der Plan der eurasiatischen Falten, soweit er auf asiatischem Boden liegt, bereits in vorcambrischer Zeit vorgebildet war, seine Ausgestaltung aber bis in die jüngere Tertiärzeit heraufreicht. Dies gilt für die grosse Anlage der faltenden Bewegungen, ist aber auf die Bruchbildungen nicht unmittelbar an-

[1]) China 2. Berlin 1882. p. 519. 520. 775 und z. Tl. Taf. VI.
[2]) Ebenda p. 396—520 und 400—437. 456—463.
[3]) Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. zu Wien. Math.-nat. Kl. **107**. p. 94. April 1898.

zuwenden. Und doch können wir von den Brüchen der äquatorialen Komponente dasselbe sagen. Für das Rostgebirge von Nord-Tschili und Nord-Schansi hat Verf. schon früher zu beweisen gesucht, dass die erste Anlage in voralgonkische Zeit fällt, da das Cambrium zum Teil auf abgeschliffenen Faltungen von Wutai-Schichten, zum Teil auf ältern Gneisen lagert und in nahe benachbarten Gebieten mit Sedimenten verschiedener Unterstufen beginnt. Unsicher sind Störungen, welche zwischen Cambrium und Carbon fallen, sicherer solche, welche dem letztern in der Zeit folgen. Die Erhaltung einer eingeklemmten, stark nordwärts geneigten Scholle mächtiger kohlenreicher Juraschichten im Westen von Peking giebt den Beweis, dass nach ihrer Ablagerung abermals Störungen eingetreten sind; aber die Zeit, wann sie stattfanden, ist ganz unsicher. Nach den Eruptivgesteinen zu urteilen, welche aus postcambrischen Graniten, postjurassischen Porphyren und jungvulkanischen Gesteinen bestehen, sind Verbindungen der Oberfläche mit Tiefenregionen in verschiedenen Perioden, bis in sehr jugendliche Zeit, erfolgt.

Da Obrutschew in den daurischen Gebirgen ganz ähnliche Verhältnisse traf, erscheint der Schluss gerechtfertigt, dass nördlich vom Tsin-ling-schan die Störungen im Sinne des sinischen Streichens, deren Richtungslinie in dem Gefüge des Grundbaues vorgezeichnet war, seit präcambrischen Zeiten entlang gewisser Zonen stattgefunden haben. Anders ist es mit den Meridionalbrüchen, welche für die heutige Konfiguration von Ostasien das wichtigere Moment sind. Sie durchschneiden, wie Verf. darzulegen suchte, in gleicher Weise ungebrochenes Tafelland, sinisch gebrochenes Rostgebirge, den gewaltigen Gebirgsstamm des Kwenlun und die Faltenzüge des Ta-pa-schan. Die fertige Gestaltung des letztern kann, wie vom Verf. an anderem Orte gezeigt werden soll, nicht früher als zu Beginn der Triaszeit angesetzt werden. Diese erscheint daher als die früheste Epoche, die man für die Meridionalbrüche annehmen kann. Der Beginn ihrer Anlage kann aber auch kaum später stattgefunden haben, wenn die Vermutung, dass die Sandsteine, welche den niedergebrochenen Teil bedecken, von mesozoischem Alter sind, richtig ist. Es ist jedoch noch ein anderes Argument in Betracht zu ziehen. Mehrfach wurde der Bedeutung gedacht, welche die Landstaffeln für die Ströme haben. Wenn die jetzige Erosionsbasis an den meridionalen Bruchrändern einen Bestand auch nur durch die Dauer der Tertiärperiode gehabt hätte, so würden die Ströme des Monsun-Landes ihre Betten rückwärts stärker vertieft haben, als es ihnen thatsächlich gelungen ist; die leicht zerstörbaren Schichtmassen, welche das Rote Becken von Sz'tschwan verhüllen, würden beispielsweise nahezu vollständig entfernt worden sein. Da dies nicht geschehen ist, so darf geschlossen werden, dass an den südlichen Meridionalbrüchen der Absenkungsbetrag sein gegenwärtiges Mass erst in später Zeit erreicht hat, und es fehlt nicht an Thatsachen, welche darauf hindeuten, dass die Absenkung, wenigstens auf chinesischem Gebiete, an den Ostseiten der Landstaffel noch heute fortdauert.

Wir werden somit, schliesst Verf., zu der Annahme geführt: »1. dass die Bildung der äquatorial streichenden Absenkungen in ältesten Zeiten begonnen hat und, in der Region nördlich des Tsin-ling-schan, auf der Auslösung von Spannungen beruht, welche durch ein südwärts gerichtetes Zurückweichen der Erdrindenteile veranlasst wurden; sowie ferner, dass die Kompensation dieser Erdkrustenbewegung sich in der Stauung des Tsin-ling-schan vollzog. Wir müssen es dahingestellt sein lassen, ob später, nach Abschluss dieser Stauung, bei der Fortdauer der Wirkung südwärts zerrender Kräfte, und als die Zonen intensiver Stauung und faltiger Überschiebung allmählich südwärts nach der Peripherie des Kontinents verlegt wurden, die Masse des genannten Gebirges selbst passiv mitbewegt wurde. Unsicher ist der Zusammenhang des letztern mit den südlich von ihm auftretenden äquatorialen Absenkungen, welche wahrscheinlich in Alter und Art von den nördlichen verschieden sind.

2. dass die Bildung des einem grössten Kreise folgenden transkontinentalen Bruches, welcher in einzelne, meridional gerichtete und durch Vermittelung älterer äquatorialer Strecken bogenförmig aneinander gekettete Stücke zerlegt ist, erst nach dem Carbon, wahrscheinlich erst nach der Trias, begann und auf einem gegen den Pazifischen Ozean hin strebenden Zurückweichen des maritimen östlichen Randgebietes des asiatischen Kontinents beruht.«

3. Boden- und Erdtemperatur.

Temperaturmessungen im Quecksilberbergwerke von Idria.[1]) Th. Scheimpflug und M. Holler haben aus Veranlassung der v. Sterneck'schen Schweremessungen im Bergwerke zu Idria daselbst genaue Messungen von Temperaturen ausgeführt, wodurch die bedeutenden Temperaturanomalien in demselben, deren Vorhandensein schon bekannt war, bestätigt und besser ergründet wurden. Hiernach stellt der ganze Bergbau von Idria einen nach allen Seiten, auch nach unten, begrenzten »Wärmekörper« dar von 450—600 *m* horizontalem Durchmesser und einer Höhe von etwa 150—200 *m*; die Aussenflächen dieses Körpers zeigen Temperaturen von 14° C., ja bis zu 10° herunter, im Innern aber steigen die Temperaturen bis zu etwa 27°, ja, sie sollen früher mehr als 30° C. erreicht haben. Das Wärmegefäll ist an verschiedenen Stellen sehr verschieden, im allgemeinen ziemlich gross. Die niedern Temperaturen von 12°, 11°, selbst 10° in verhältnismässig grossen Tiefen sind zum Teil, wie beim Maria-Theresien-Schacht, auf die abkühlende Wirkung der Tagewasser zurückzuführen.

Der tägliche Gang der Bodentemperatur zu Tiflis in den Jahren 1891—1895 ist aus den dort angestellten Beobachtungen

[1]) K. k. Akademie d. Wissenschaften in Wien. Mathemat.-physikal. Klasse **108**. p. 950.

von Prof. J. Hann berechnet worden.[1] Er giebt folgende Tabelle der erhaltenen Mittelwerte:

	Luft-Temperatur	Boden-oberfläche	Tiefe in *m*: 0.01	0.20	0.40	0.84	1.65	3.26	3.99	6.47
Januar	—0.4*	0.4*	0.6	1.6*	2.9*	5.9	9.9	14.1	14.7	15.2
Februar	1.6	3.1	3.3	3.4	3.8	5.5*	8.3*	12.8	13.7	14.9
März	6.6	9.3	9.4	8.6	8.2	8.1	8.8	11.9	13.0	14.6
April	10.5	13.8	14.1	13.0	12.2	11.3	10.7	11.9*	12.5*	14.2
Mai	16.4	21.1	21.5	19.7	18.0	15.9	13.4	12.4	12.6	13.9
Juni	21.6	28.8	29.6	26.9	24.3	21.1	17.1	13.6	13.2	13.8*
Juli	23.8	31.3	32.4	29.7	27.4	24.4	20.2	15.2	14.1	13.8
August	**24.4**	**31.8**	**33.1**	**30.7**	**28.9**	**26.2**	**22.2**	16.6	15.2	14.1
September	18.8	23.7	24.4	24.0	23.8	23.6	22.0	17.6	16.1	14.4
Oktober	13.9	16.3	16.7	17.1	17.7	18.8	19.4	**17.7**	**16.5**	14.8
November	7.2	7.9	8.1	9.6	11.0	13.8	16.3	16.9	16.4	15.1
Dezember	3.3	3.1	3.1	4.5	6.0	9.0	12.7	15.6	15.8	**15.3**
Jahr	12.3	15.9	16.3	15.7	15.4	15.3	15.1	14.7	14.5	14.5
			Mittlere Jahresextreme:							
Maximum	35.4	63.2	64.3	37.7	31.5	27.2	22.8	17.9	16.6	15.3
Minimum	—10.5	—10.5	—8.4	—0.9	1.5	4.6	8.1	11.8	12.5	13.8
Differenz	45.9	73.7	72.7	38.6	30.0	22.6	14.7	6.1	4.1	1.5

In den von Prof. Hann abgeleiteten Gleichungen des jährlichen Ganges, tritt sehr schön die Abnahme der Amplituden mit der Tiefe und die Verspätung der Phasenzeiten zu Tage.

Die unterirdischen Eisablagerungen in Nordamerika behandelt E. S. Balch,[2] indem er alle ihm darüber zugänglichen Materialien sammelte und übersichtlich ordnete, auch viele Lokalitäten selbst besuchte. E. Fugger giebt[3] davon folgende Übersicht: »An der Westküste von Grönland sind viele Lokalitäten mit Untergrundgletschern, d. h. von Vegetation bedeckten Gletscherresten bekannt. Gefrorner Boden wurde in Alaska gefunden, in Yukon giebt es Eisböden von mehr als 30 *m* Dicke; ein grosser Teil von Klondicke Country ist unter der Erdschicht 8—10 *m* tief gefroren. Im Feuerland fand man Eis und Lava wechsellagernd bis in grosse Tiefen; am Chimborasso sind, weit unter der Grenze des ewigen Schnees, enorme Eismassen mit Sand bedeckt.

Eigentliche Eishöhlen sind in den Weststaaten der Union von grösserer Bedeutung als in den östlichen Staaten. In Washington, nahe der Mündung des White Salmon River, kennt man eine Eishöhle in der Lava; ausserdem wird von Eishöhlen in den Staaten Oregon, California, Montana, Wyoming, Colorado und Arizona berichtet. In den Staaten östlich der Rocky Mountains sind 35 verschiedene natürliche Eislager bekannt — in Maine, New-Hampshire, Vermont, Massachusetts, Connecticut, New-York, Pennsylvania,

[1] Meteorologische Zeitschrift 1900. p. 281.
[2] Journal of the Franklin Institute. Philadelphia 1899.
[3] Petermann's Mitteilungen 1900. Litteraturbericht. p. 215.

Virginia, Indiana, Missouri und Iowa. Das südlichste derselben liegt in 37° nördl. Br.; die Eislager in Arizona liegen zwar noch südlicher, aber in bedeutend grösserer Meereshöhe.

Von den Eislagern des Ostens sind nur vier eigentliche Höhlen bekannt, nämlich jene von Manchester, Vt., Ellenville, N.-Y., Farrandsville, Pa., und Decorah, Ia. In letzterer Höhle wurden von A. F. Kovarik vom Decorah Institute zahlreiche wissenschaftliche Beobachtungen gemacht, welche die Richtigkeit der vom Berichterstatter (Fugger) stets verfochtenen Deluc-Thury'schen Theorie der Eishöhlen aufs neue vollkommen bestätigen.

Schnee- oder Eisklüfte (Ice glens, Ice gulchs) sah der Verf. in den Oststaaten drei, bei Stockbridge, Mass., bei Randolph, N.-H., und die grosse King's Ravine in der Presidential Range.

Verf. führt auch eine Anzahl von Schutthalden an, welche in ihren untern Partien im Sommer noch Eis enthalten. Er erwähnt zwar nichts von vorhandenen Luftströmen, doch möchte Fugger diese Eislager nach Analogie der von ihm untersuchten eishaltigen Schutthalden für die untern Mündungen von Windröhren halten.

Auch die gefrorenen Brunnen (Freezing wells) von Owego, Brandon und Decorah hat Verf. besucht. Der häufig beschriebene gefrorene Brunnen von Owego, N.-Y., wurde vor einigen Jahren zugeschüttet.

4. Erdmagnetismus.

Der absolute Wert der magnetischen Elemente am 1. Januar 1900 ist für die Stationen Parc Saint-Maur, Perpignan und Nizza von Th. Moureaux aus den regelmässigen Aufzeichnungen der identischen Apparate abgeleitet worden, unter Zugrundelegung der aus den Kurven entnommenen stündlichen Werte für die Tage 31. Dezember 1899 und 1. Januar 1900 und durch Vergleichung mit den absoluten Messungen an weitern nahe liegenden Tagen.[1]) Moureaux erhielt auf diese Weise für die absoluten Werte am 1. Januar 1900:

	Parc St.-Maur	Perpignan	Nizza
Westliche Deklination . .	14° 47.56′	13° 40.25′	12° 1.86′
Inklination	64° 55.2′	59° 59.5′	60° 10.4′
Horizontalkomponente . .	0.19711	0.22421	0.22416
Vertikalkomponente . . .	0.42117	0.38821	0.39099
Nordkomponente	0.19058	0.21786	0.21924
Westkomponente	0.05033	0.05299	0.04672
Gesamtkraft	0.46501	0.44831	0.45069

Die säkulare Änderung der verschiedenen Elemente gegen die Werte, die am 1. Januar 1899 an den Stationen gefunden waren, betrug:

Westliche Deklination . .	— 3.89′	— 4.83′	— 4.28′
Inklination	— 2.3′	— 1.4′	— 2.5′
Horizontalkomponente . .	+ 0.00029	+ 0.00018	+ 0.00051
Vertikalkomponente . . .	— 0.00010	— 0.00005	+ 0.00024
Nordkomponente	+ 0.00034	+ 0.00025	+ 0.00056
Westkomponente	— 0.00014	— 0.00026	— 0.00017
Totalkraft	+ 0.00003	+ 0.00005	+ 0.00046

[1]) Compt. rend. 1900. **130.** p. 65.

Magnetische Messungen in Italien hat 1891 Prof. Luigi Palazzo ausgeführt[1]) und dabei hauptsächlich den lokalen Einfluss der vulkanischen Gesteine auf die magnetischen Elemente ins Auge gefasst.

Erdmagnetische Beobachtungen in Deutsch-Ostafrika. Seit 1896 sind in Dar-es-salam Beobachtungen der drei Elemente des Erdmagnetismus angestellt worden, worüber Hans Maurer berichtete.[2]) Für die Zeit vom Juni 1898 bis Februar 1899, aus welcher zahlreichere Beobachtungen vorliegen, ergaben sich folgende Mittelwerte:

Monat	Westliche Deklination	Südliche Inklination	Intensität in C. G. S. Einheiten		
			Total	Horizontal	Vertikal
1898 Juni	8° 20.90′	36° 53.1′	0.36243	0.28988	0.21753
1898 Juli	19.56	56.2	278	997	800
1898 August . . .	18.09	56.8	254	974	791
1898 September . .	17.91	58.3	270	974	811
1898 Oktober . . .	17.69	58.1	249	962	800
1898 November . .	16.78	58.3	217	931	779
1898 Dezember . .	15.94	57.1	224	948	776
1899 Januar . . .	14.76	37° 0.6	269	962	832
1899 Februar . .	13.52	1.4	263	952	835

Kleine Störungen der erdmagnetischen Kraft in Batavia. W. van Bemmelen hat in den photographisch registrierten Kurven der erdmagnetischen Elemente zu Batavia sehr kleine Unregelmässigkeiten entdeckt, die er Zuckungen (Spasms) nennt.[3]) Da es wahrscheinlich war, dass diese Unregelmässigkeiten gewisse Tages-, Jahreszeiten u. s. w. bevorzugen, so erschien es dem Verf. lohnend, die hier in Betracht kommenden Gesetzmässigkeiten für Batavia näher zu untersuchen. Es ergab sich hierbei folgendes:

1. Eine halbjährliche Periode mit Maximis im März und September, Minimis im Juni und Januar. 2. Eine tägliche Periode mit einem Maximum um 3 Uhr nachmittags und einem Minimum um 1 Uhr nachts. 3. Eine Abhängigkeit von den Sonnenflecken. Ein Zusammenhang dieser Unregelmässigkeiten mit dem luftelektrischen Potential konnte nicht nachgewiesen werden; dagegen zeigten sich Übereinstimmungen mit den periodischen Bewegungen des Nordlichtes.

Verhalten des Erdmagnetismus mit der Erhebung über dem Meeresspiegel. Die bisherigen Angaben in dieser Beziehung sind widersprechend. A. Pochettino hat deshalb[4]) im August 1899 an

[1]) Rendic. della R. Accad. dei Lincei 8. 2 Sem. Ser. 5a. Roma 1899.
[2]) Hamburg 1899.
[3]) Kon. Akademie van Wetenschappen. Te Amsterdam 1899. p. 22.
[4]) Atti R. Accad. dei Lincei 1899. Ser. 5. 8. p. 204.

Stationen, welche die zwei sehr wesentlichen Vorteile einer bedeutenden Niveaudifferenz (bis 2100 *m*) und der Abwesenheit magnetischen Gesteins in der Nähe darboten, relative Messungen der Horizontalkomponente ausgeführt. Da die Stationen ausser ihrer Höhendifferenz auch Unterschiede in der nordsüdlichen und ostwestlichen Lage gegeneinander zeigten, bedurften die Beobachtungen noch einer Korrektion wegen der Breiten- und Längendifferenzen, für welche Pochettino die zahlreichen Messungen aus der betreffenden Gegend, welche Keller und Folgheraiter ausgeführt haben, verwertete. Nach Berücksichtigung dieser Korrektionen ergab sich im Mittel für eine Erhebung von je 1000 *m* eine Abnahme der Horizontalkomponente um 0.0005 C. G. S., ein Wert, der etwas grösser ist als der von Sella und Liznar gefundene. Aber die Messungen Sella's am Monte Rosa waren nicht frei vom Einflusse magnetischen Gesteins, und Liznar hat nur eine Höhendifferenz von 400 *m* für seine Messungen zur Verfügung gehabt.

Lokale magnetische Einwirkungen in magnetisch normalen Gegenden. Als letztere können die Gebiete der Meeresküste bei Fiumicino und das Becken des Fucinosees gelten. G. Folgheraiter hat deshalb dort magnetische Messungen ausgeführt,[1] indem er an 90 Punkten die Dauer von 200 Schwingungen der Magnetnadel bestimmte, das Mittel sämtlicher Bestimmungen als Normalwert und die Abweichungen als lokale Anomalien betrachtete. Die Beobachtungen geschahen in der Zeit vom Oktober 1898 bis April 1899. Die Küste von Fiumicino besteht aus Ablagerungen des Tibers in Gestalt von kieseligem Sande, dem Krystalle, meist von Magnetit und Augit, die offenbar vulkanischen Ursprunges sind und aus den Kratern des Tiberbeckens stammen, beigemischt sind. Eigentliches vulkanisches Terrain kommt an der Küste nicht vor; dasselbe ist vielmehr mehrere Kilometer von dem Meere entfernt; doch können Asche oder vulkanische Gebilde vom Winde herbeigeführt worden sein, ebenso wie Meeressand das Gebiet bedeckt hat. Eine früher in der Gegend ausgeführte Bohrung hatte ergeben, dass bis zur Tiefe von 20 *m* rezentes Terrain, kieseliger Kalksand mit Augitkrystallen, angetroffen wird. An den Punkten, an denen die Horizontalintensität bestimmt wurde, sind auch Proben des Terrains entnommen und untersucht worden; die Messungen wurden an vielen nebeneinander gelegenen, sowie in verschiedenen Höhen befindlichen Punkten der Küste ausgeführt. Weiter wurden Messungen an den Dünen und an verschiedenen Punkten der Isola Sacra, sowie im Norden von Fiumicino gemacht. Als Ergebnis fand sich längs dieser Meeresküste nur eine weite Zone, in welcher starke Lokalwirkungen auftreten, deren Stärke und Vorzeichen auch an benachbarten Punkten variieren. Diese Lokalwirkungen nehmen ge-

[1]) Frummenti concernenti la geofisica dei pressi de Roma 1900. No. 9.

wöhnlich schnell ab bei zunehmender Erhebung über dem Boden und rühren daher von einer der oberflächlichen Schicht anhaftenden Ursache her; in der Höhe von 1 *m* sind sie noch sehr merklich. Zweifellos sind der Magnetit und die andern im Boden zerstreuten, magnetischen Krystalle die Ursache dieser lokalen Störungen, aber ihr Einfluss macht sich nicht immer in dem Sinne geltend, dass wo der Prozentgehalt der magnetischen Substanzen grösser ist, auch eine stärkere Störung vorhanden sein muss; die Messungen haben vielfach Abweichungen von dieser Regel ergeben. Man kann also nicht annehmen, dass die vorhandenen magnetischen Substanzen durch ihren permanenten Magnetismus wirken, sondern nur durch den Magnetismus der Lage. Die unregelmässige Verteilung der magnetischen Substanzen im Boden, bedingt durch die von der Wellenbewegung des Meeres und vom Winde veranlassten Umlagerungen des Sandes, ist die einzige wahrscheinliche Ursache der so schnellen Änderungen der Intensität, des Zeichens der Lokalwirkungen. Da die starken lokalen Störungen fast ausschliesslich auf die Zone der Dünen beschränkt sind, so scheint, dass ein Zusammenhang existiert zwischen den Ursachen, welche an diesem bestimmten Orte jene Sandmassen angehäuft haben, und der Verteilung der magnetischen Substanzen an der Küste, da diese ausserhalb dieser Zone sich in viel geringerer Menge vorfinden als in der Zone und auf den Dünen.

Eine andere Reihe von Messungen wurde im Fucinobecken ausgeführt, die gleichfalls die Existenz von Lokalstörungen hier und da ergeben haben. An einigen Orten wurden hier vulkanische Ablagerungen gefunden, und es ist daher nicht unwahrscheinlich, dass sie auch an andern Orten in grösserer oder geringerer Tiefe unter den Alluvionen vorhanden sind und so die magnetischen Störungen veranlassen können.

Eine Beziehung zwischen der Verteilung der erdmagnetischen Elemente und der Ausbreitung der Ozeane, sowie mit der mittlern Jahrestemperatur auf der Erdoberfläche ist von A. de Tillo gefunden worden.[1]) Hiernach zerfällt die Erdoberfläche in magnetischer Beziehung in zwei Hemisphären mit analogem, aber entgegengesetztem Verhalten. Die positiven Teile der Totalintensität, der Horizontalintensität, sowie der nördlichen Komponente derselben befinden sich zwischen 90° und 270° östlich von Greenwich; die positive Halbkugel der Deklination und der östlichen Komponente der Horizontalkraft befindet sich zwischen 130° und 310° östlich von Greenwich. Leitet man für die Epoche 1885.0 die Mittelwerte der magnetischen Elemente (Horizontalintensität, sowie der rechtwinkeligen Komponenten derselben, Totalintensität, Vertikalintensität, Deklination, Inklination, erdmagnetisches Potential), für die Halb-

[1]) Terrestrial magnetism and atmospheric electricity 1899. 4. p. 237.

kugeln, welche zwischen 0° und 180°, 10° und 190°, 20° und 200° u. s. w. liegen, ab und vergleicht dieselben mit den entsprechenden mittlern Jahrestemperaturen, wie sich dieselben nach Spitaler ergeben, sowie mit der entsprechenden Verteilung von Wasser und Land, so gelangt man zu folgenden Ergebnissen: einer Halbkugel mit niedrigerer mittlerer Jahrestemperatur entspricht im allgemeinen eine Halbkugel mit grösserer Totalkraft des Erdmagnetismus und mithin auch mit grösserer Intensität der Horizontalkraft, der rechtwinkeligen Komponenten und mit grösserer Deklination. Was die Verteilung der Landmassen anbelangt, so ist die Halbkugel zwischen 170° und 350° östlich von Greenwich die kontinentalste, indem sie 22% mehr Land als die entgegengesetzte Halbkugel aufweist, aber auch die Halbkugel zwischen 110° und 290° östlich von Greenwich ist sehr kontinental, indem sie 20% mehr Land als die entgegengesetzte Halbkugel zwischen 290° und 110° östlich von Greenwich umfasst. Diese letztere umschliesst fast den ganzen Stillen Ozean und hat eine kleinere Totalintensität des Erdmagnetismus, sowie eine höhere Temperatur, als die entsprechende kontinentalere Halbkugel.

5. Vulkanismus.

Merkwürdige vulkanische Erscheinung. Eine solche hat sich in dem westlichen Teile des mexikanischen Staates Michoacan in der Nähe des Sees von Chapala vollzogen. In der Hacienda von Gudrache hörte man im vorigen Jahre plötzlich heftige unterirdische Geräusche und darauf eine sehr starke Detonation, die die ganze Bevölkerung der Gegend in eine furchtbare Aufregung versetzte. Wenige Stunden darauf erfuhr man, dass von einem benachbarten, wegen seiner Schwefelquellen berühmten Hügel eine riesige Rauchsäule aufgestiegen war. Nachdem der erste Augenblick des Schreckens vorübergegangen war, und man sich dem Hügel zu nähern wagte, machte man die Entdeckung, dass sich auf dessen Gipfel ein grosser See von schwefligem, warmem Wasser gebildet hatte, der einen Umfang von wenigstens 1 *km* und eine Tiefe von 12 *m* besass. Es scheint sich danach um einen gewaltigen Ausbruch heisser Quellen gehandelt zu haben, der wahrscheinlich eine Folge von unterirdischen Vorgängen vulkanischer Entstehung gewesen ist.

Der gegenwärtige Zustand der Vulkane Südeuropas. Hierüber hat der mit deren Besuche vom französischen Unterrichtsminister beauftragte Prof. Matteucci, der Pariser Akademie am 6. November einen Bericht erstattet, der insbesondere die gasförmigen Produkte der Fumarolen berücksichtigt. Die Beobachtungen nahmen ihren Anfang im Herbste 1898.

Am Vesuv weisen nur noch die in den Jahren 1872, 1889, 1891 und 1895 entstandenen Spalten Solfataren-Thätigkeit auf. Die

1872 aufgerissenen Nordnordwestspalten, aus denen sich so gewaltige und gewaltthätige Lavamassen ergossen, sind wieder vollständig geschlossen und unthätig. Einzig die sekundären Südwestspalten, die indirekte Verbindung mit dem Magmaherde besitzen, hauchten im Herbste 1898 noch Wasserdampf aus mit Spuren von Chlorwasserstoff und schwefliger Säure, viel Kohlensäure und Kohlenwasserstoffe, bei einer zwischen 40 und 50° wechselnden Temperatur. — Die hochgelegene Ostspalte von 1889 entsendet viel Wasserdampf mit schwefliger und Chlorwasserstoffsäure und einer merkbaren Menge von Kohlensäure und Kohlenwasserstoffen. — Die nördliche Spalte, aus der sich vom 7. Juni bis 3. Februar 1894 ununterbrochen Lava ergoss und zugleich Wasserdampf mit wenig Chlorwasserstoff-, Kohlen- und schwefliger Säure entwickelte, hat zugleich mit Beendigung des Lavaausflusses aufgehört, Gase und Dämpfe auszusenden. Kurze Zeit danach unterblieben auch seitens der ergossenen Lavamassen selbst die starken Gasausströmungen, die vorher bei der Bildung von Sulfaten und Chloriden des Eisens und Kupfers, von Eisenglanz (fer oligiste) und von Tenorit entwickelt wurden. Im Herbste 1898 hauchte noch eine geringe Zahl von Spalten dieses Lavastromes ein wenig trockene Chlorwasserstoffsäure bei Temperaturen von 50—80° aus. Die neuen Spalten, die sich am 3. Juli 1895 aufthaten, und denen im Herbste 1898 grosse Lavamassen entquollen, haben ungewöhnlich zahlreiche, verschiedenartige gasförmige Emanationen und feste Sublimationsprodukte geliefert, nämlich Chlor-, Jod-, Brom- und Fluorwasserstoffsäure, schweflige und Schwefelsäure, Kohlensäure, Schwefel, Selen, Jod, verschiedene Sulfate und Chloride von Eisen und Kupfer, Erythrosiderit, Oligist, Chloride von Eisen und Natrium. Auf den Laven selbst schlugen sich Kochsalz, Salmiak, Tenorit und Natriumbicarbonat nieder. Der Zentralkrater zeigte während der ganzen Zeit eine explosive Thätigkeit, die Matteucci als die für den Stromboli typische bezeichnet. Am 11. Oktober 1899 besuchte Matteucci den Vesuv nochmals und fand dessen ganze Thätigkeit auf den Gipfelkrater beschränkt; doch hält er es für wohl möglich, dass der in der Nacht vom 1. zum 2. September beendete seitliche Lavenerguss von denselben Westnordwestspalten wieder beginnen werde.

Der Krater des Ätna besass bei Matteucci's Besuch 500 *m* Länge von Westnordwest nach Ostsüdost, 400 *m* Breite und mehr denn 200 *m* Tiefe; im Innern fanden sich glühende Blöcke, von denen sich 1—2 *m* hohe blaue Flammen entwickelten, in denen Schwefel und vielleicht auch Kohlenoxyd verbrannte. Auf dem Kraterrande fanden sich: Schweflige Säure, Schwefelwasserstoff, Kohlensäure, Chlor- und Fluorwasserstoffsäure, Schwefel, Sulfate und Chloride von Kalium, Natrium, Magnesium, Aluminium, Eisen und Kupfer. Die höchsten Explosionskegel der Eruptionen von 1879 und 1892 sandten viele saure Dämpfe aus, darunter auch ein wenig Fluorwasserstoffsäure. Andere, tieferliegende Krater-

mündungen (bocca) der Eruption von 1892, sowie solche von 1883, lieferten Natriumsulfat und -bicarbonat; letzteres Salz wurde auch in den Seitenmoränen der Lavaströme von 1892 angetroffen. Infolge der heftigen Explosionen, die am Tage des römischen Erdbebens (19. Juli) begannen, aber nur wenige Tage dauerten, hat der Ätnakrater inzwischen eine geringe Erweiterung erfahren und eine sehr deutliche Erhöhung auf dem Boden erhalten.

Der Vulcano beharrt in seiner Solfatarenthätigkeit von 1888 bis 1890; die Wände und der Boden des weiten Kraters dunsten Wasser mit vielen Gasen aus, darunter Kohlen- und Schwefelsäure, Schwefel- und Chlorwasserstoff. Die Dämpfe von Schwefel- und Borsäure verdichten sich fast überall, ausser um die wärmsten Fumarolen herum. Ein einziges Mal, bei Nacht, gelang es, die Gegenwart von Fluorwasserstoffsäure nachzuweisen. In den von der Vulkanachse entferntesten Teilen, so zu Faraglioni du Porto di Levante und an der Aussenseite der jüngsten Kraterumwallung waren Kohlenwasserstoff und Kohlensäure mit geringen Mengen von Chlorwasserstoff und Schwefelsäure zu bemerken.

Die Thätigkeit des Stromboli ist eine eigenartige, wohl gekennzeichnete. Der vulkanische Apparat besteht aus sieben Kratern, von denen einer bald Schlacken und Dämpfe, bald mit Sand beladenen Rauch, bald kleine Lavaströme aussendet. Unter den Gasen war Fluorwasserstoffsäure zu erkennen. Die Explosionen folgen schnell aufeinander und lassen, aus der Nähe und bei Nacht beobachtet, bläulich gekrönte Flammen sehen. Eine am 7. März 1899 eingetretene Steigerung der Thätigkeit hat zur Folge gehabt, dass zwei von den sieben Kratern zu einem einzigen verschmolzen und die Eruptionsmündung unter bedeutender Erweiterung den Platz wechselte.

Auf Santorin hat sich das Terrain, das seit der Eruption von 1866—1870 die Bai südwestlich von Mikrakaimeni bildete, merklich gesenkt. Die in dem Kanale zwischen Nea- und Mikrakaimeni zusammenfliessenden, eisenhaltigen Gewässer besitzen 45—60° Wärme und enthalten sowohl Kohlenwasserstoff, als auch Kohlensäure. Infolge der bedeutenden Bodensenkung hat sich der Hafen von Hag. Georgios, westlich von Neakaimeni, um mehrere Meter erweitert. Die Mai-Inseln zwischen diesem Hafen und Paleakaimeni sind fast ganz unterm Meeresspiegel verschwunden. Der Krater Georgios I. war, als Matteucci ihn besuchte, überzogen von Eisenchlorid, Eisenkaliumdoppelchlorid, Gips, Kupfersulfaten und -chloriden, sowie Schwefel. Unter den Dämpfen wurden beobachtet Wasser mit Chlorwasserstoff-, Kohlen-, schwefliger und Fluorwasserstoffsäure. Auf den Laven von Aphroëssa fand sich ein wenig Natriumbicarbonat. Matteucci meint, dass Santorin sich nach 30 Jahren des Gasausdunstens vorzubereiten scheine, das imposante Schauspiel von Flammen und Explosionen wieder aufzuführen, das es schon im Ägäischen Meere gegeben hat.

Zusammenfassend bemerkt Matteucci über die Fumarolen, »dass der Mangel des Nachweises gewisser Gase unter ihnen in den Gegenden lebhafter vulkanischer Thätigkeit wohl daraus zu erklären sei, dass ihre Kennzeichen durch die Gegenwart stärkerer Säuren verhüllt würden«.[1])

Der Lavaausfluss des Vesuv im Juli und August 1899 ist von R. V. Matteucci untersucht worden.[2]) Seit Juli 1895 sind überhaupt mehr als 125 Millionen Kubikmeter Lava dem Vesuv entquollen und haben eine Kuppe von 165 *m* Durchmesser gebildet, die sich bis zu 890 *m* über den Meeresspiegel erhebt und das Atrio di Cavallo von Westen her schützt. Bis 1. Juli war die Tiefe des Hauptkraters dieselbe geblieben wie zur Zeit, da die seitliche Eruption begann, von da an aber stieg der Kratergrund allmählich, während wiederholt der Lavaausfluss plötzlich schwächer wurde, und hatte in der Nacht vom 1.—2. August nur noch die Tiefe von 100 *m*. Der Krater zeigte volle Stromboli-Thätigkeit; seine Mitte war von einem Lavabecken eingenommen, das 10 *m* Durchmesser und lebhafte Bewegungen zeigte. Am Abende des 3. hörte der seitliche Lavaausfluss ganz auf, dafür wurde die Thätigkeit des Endkraters sehr lebhaft; um 22.30^{h} wurde ein lebhaftes Leuchten des grossen Kegels bemerkt, und um 2.30^{h} des nächsten Tages konnte ein neuer Lavaausfluss an dieser Stelle verzeichnet werden.

Die in der Nacht vom 3. zum 4. August eingetretene Erscheinung war ziemlich ähnlich, wenn nicht vollkommen gleich der vom 31. Januar 1897. Das fast vollständige Aufhören des seitlichen Lavaausflusses zeigt an, dass in beiden Fällen das Magma beim Durchströmen des neuen Domes einen grossen Widerstand gefunden, so dass alle Energie sich auf den Endkrater konzentrierte. Infolge des grossen Widerstandes im Dome zog sich das Magma grösstenteils in den Hauptgang zurück und stieg dort 100 *m* über sein früheres Niveau. Dadurch steigerte sich der Druck gegen die Wände des Kraters, und an einer Stelle von geringem Widerstande, und zwar genau in dem am 3. Juli entstandenen Spalte, aber in der Meereshöhe von 1060 *m*, erfolgte ein neuer Ausbruch.

Hier entstand in der Nacht vom 3. zum 4. August ein Explosionskrater, über dessen untern Rand ein Strom sehr flüssiger Lava sich ergoss, ältere Schlacken mitführend. Als Matteucci am 4. den Ort besuchte, fand er den Strom noch sehr heiss, aber vollkommen erstarrt; am Grunde des neuen, kleinen Kraters sah er das glühende Magma unter einem ältern Spalte, aus welchem unter starkem Drucke Dämpfe entwichen, und an diesem Tage wie in der folgenden Nacht kleine Schlacken ausgeworfen wurden. Das Magma stand offenbar in direkter Kommunikation mit dem Zentralschlote,

[1]) Naturwissenschaftliche Wochenschrift 15. Jahrg. p. 69.
[2]) Rendiconti della R. Accademia dei Lincei 1899. Ser. 5. 8. p. 168.

und nachdem der Ausfluss hier aufgehört, nahm er wieder aus dem mehrfach erwähnten Dome zu, und im Krater sank das Niveau um 49 *m*.

Die Höhe des Vesuv über dem Meeresspiegel ist 1240 *m*, die Tiefe des Kraters war 100 *m*, so dass die Lavasäule bis zur Höhe von 1140 *m* über dem Meere aufgestiegen war; der neue Explosionskrater befand sich in 1060 *m* Meereshöhe, der Niveauunterschied zwischen dem Kraterboden und dem Explosionskrater betrug somit 80 *m*, der Niveauunterschied zwischen dem Explosionskrater und dem Gipfel des Lavadomes war 170 *m*, und der Unterschied zwischen dem Kraterboden und dem Gipfel des Lavadomes betrug 250 *m*. Nimmt man nun eine freie Beweglichkeit des Magmas in den kommunizierenden Kanälen an, ferner für den Durchmesser der Lavasäule 10 *m* und für die Dichte der flüssigen Lava den Wert 2.5, so erhält man für die Niveaudifferenz von 80 *m* ein Gewicht von 15000 Tonnen und für die von 250 etwa 49000 Tonnen. Dies sind also die Drucke, unter denen die geschmolzene Lavamasse in den bezeichneten Höhen von 1060 und 890 *m* gestanden hat.

Die vulkanische Minahassa, die nördlichste Halbinsel von Celebes ist von F. Rinne besucht und (geologisch) durchforscht worden.[1]) Dieselbe hat eine Länge von 110, eine Breite von 30 bis 50 *km* und wird vom Äquator durchschnitten. Sie ist eine vulkanische Landschaft. »Über niedrigern Vorbergen oder auch flachen Küstenstreifen schroff aufsteigend, zum Teil bis zum Gipfel mit Wald bedeckt, zum Teil von der Vegetation noch nicht wieder erobert, erheben sich bis 2000 *m* hohe Vulkankegel, so in der Nähe der tief eingreifenden Bucht von Amurang der kahle Saputan (1827 *m*), bei Menado die waldigen Gipfel der Lokonberge (1592 *m*), des Olymps der alfurischen Minahassaleute, und der gleichfalls bis zum Gipfel dicht mit Wald bestandene Klabat (2019 *m*), bei Kema die Dua Sudara (Zwei Brüder, 1373 *m*) und der Batu angus (Angesengter Fels). Die geringe Grösse der Minahassa bringt es mit sich, dass man bei der Küstenfahrt an ihrer NW-, N- und SO-Seite Berge wie Klabat und Dua Sudara nach und nach von verschiedenen Seiten erblickt, und so erscheint denn auch bei Belang, an der Südostseite der Minahassa, der kahle, braunviolette Kegel des Saputan wieder, hier neben dem schluchtenreichen, mit Urwald dicht bestandenem Gunung (Berg) Manimporok (1775 *m*).

Bis ganz vor kurzem war nur wenig Sicheres über den geologisch-petrographischen Aufbau der Minahassa bekannt. Aus mancherlei Berichten einer grössern Zahl von Gelehrten und Naturfreunden wusste man, dass der Boden der Minahassa auf weite Strecken vulkanisches Produkt ist, dass die Vulkane nach zum Teil heftigen Ausbrüchen (Dua Sudara 1680 (?), Batu angus 1801, Batu

[1]) Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft (1900). 52. p. 327.

angus baru (neuer versengter Fels) 1821, Saputan 1838) und nach Zeiten etwas erhöhter Thätigkeit (Lokon 1893) sich im Fumarolenzustande befinden oder gänzlich erloschen scheinen, und dass Solfataren, Schlammsprudel und viele heisse Quellen im Lande vorkommen.«

Rinne hat während eines mehrmonatlichen Aufenthaltes in Minahassa auch die südlichen, bisher noch fast unbekannten Gegenden bereist. Von Tombatu aus hatte er einen prächtigen Blick auf die Berge Saputan und Manimporok, besonders auf das steilwandige, waldbedeckte, gewaltige Hufeisen des letztern, aufgerissenen Kraterberges. Der Saputan zeigte nur geringe Fumarolenthätigkeit, als Nachklang der Eruption von 1838. Der Gunung Manimporok (1775 *m*), ein schluchten- und gratreicher, meist dicht mit Urwald bedeckter Vulkan wurde, von Rinne, als erstem, erstiegen. Er liegt frei für sich und von dem scharfen, entsprechend dem ablaufenden Graten und Schluchten ausgezackten Kraterrande bot sich ein ausgezeichneter Einblick in den ausserordentlich tiefen, von schroffen, aber bewaldeten Wänden umgebenen, seitlich aufgerissenen alten Kraterkessel.

Die Vulkane von Guatemala und Salvador sind seit 1892 von Carl Sapper studiert worden. Über mehrere derselben machte er neuerdings weitere Angaben, die auf seinen eigenen Beobachtungen beruhen.[1])

Der erste Vulkan, den er 1897 erstieg, ist der Pacaya, welcher auch von K. v. Seebach, sowie von Dollfus und Montserrat bestiegen und ausführlich beschrieben worden ist. »Er gehört zweifellos zu den kompliziertesten Vulkangerüsten Mittelamerikas und ist auch jetzt noch immer nicht hinreichend bekannt.«

»Der Gipfel des aktiven Kegels liegt nach der interkontinentalen Eisenbahnkommission (abgekürzt ICEC) in 14° 22′ 28″ nördl. Br. und 90° 36′ 03″ westl. L. (von Greenwich); seine Höhe beträgt 2544 *m*. Die Beschreibung des aktiven Kegels, wie sie K. v. Seebach und Dollfuss und Montserrat a. a. O. geben, stimmt auch auf den gegenwärtigen Zustand desselben; nur haben sich die damals vorhandenen radialen Spalten inzwischen geschlossen, und die Exhalationen von Wasserdämpfen sind noch schwächer geworden, als sie damals in den sechziger Jahren waren. Der aktive Kegel befindet sich nahe dem Südostende eines grossen alten Kraterwalles, der nach innen (SW) sehr steil abfällt, und von welchem noch etwa ein Quadrant erhalten ist. Nahe dem Westende dieses alten Kraterwalles bemerkt man leichten Geruch nach schwefliger Säure. Ebenso bemerkt man auf dem Lavafelde, welches das Thal zwischen dem alten Kraterwalle und dem aktiven Kegel ausfüllt, etliche gelb angehauchte Flecken, welche vermutlich von leichten Fumarolen herrühren.

---

[1]) Petermann's Mitteilungen 1900. p. 149.

Das Westende des alten Kraterwalles nimmt ein ziemlich gut erhaltener Lapillikrater ein, dessen Umwallung nur auf der Südostseite eine tiefe Einsenkung (2185 *m*) besitzt. Im Innern des Kraters bemerkt man eine kleine halbkreisförmige Erhöhung, welche vielleicht der Überrest eines kleinen Innenwalles ist; bei der dichten Waldbedeckung im Innern war aber keine Sicherheit über diese Frage zu gewinnen. Der Krater ist vollständig erloschen; er ist umfangreicher und tiefer als der Krater des aktiven Kegels. Der höchste Punkt der Umwallung liegt nordwestlich vom Zentrum (2275 *m*): der tiefste Punkt im Innern liegt etwa 2165 *m* über dem Meere. Im Nordosten lehnt sich der Lapillikrater unmittelbar an den alten Kraterwall an.«

Sapper bestieg u. a. auch den Vulkan Las Flores, der übrigens schon im Jahre 1892 von einem Mitgliede der ICEC erstiegen worden war; seine Lage wurde zu 14° 17′ 58″ nördl. Br. und 89° 59′ 33″ westl. L., seine Höhe zu 1958 *m* bestimmt. Fast der ganze Berg baut sich aus Lavaströmen auf, daher ist hier die Böschung viel sanfter als an den übrigen Vulkanen Guatemalas. Die relative Höhe des Berges beträgt etwa 500 *m*. In 1500 *m* absoluter Höhe trifft man auf der Ostseite des Berges eine fast ebene, kleine Hochfläche, welche im Südwesten von einem schwach gekrümmten Lavawalle begrenzt wird; derselbe scheint der Überrest einer ehemaligen Kraterumwallung zu sein; sein Gipfel erreicht 1550 *m* absoluter Höhe. Westlich von diesem Lavawalle passiert man eine kleine Einsenkung (1500 *m*) und steigt nun zu einem kleinen Aufschüttungskegel hinan, der ganz aus lockern Auswürflingen zu bestehen scheint; wenigstens besitzt er die charakteristische breitwulstige Umwallung der Lapillikrater. Der höchste Gipfel der Umwallung befindet sich südwestlich von dem kleinen, 1550 *m* hoch gelegenen, ovalen Kraterboden, dessen Längsaxe ungefähr von Nordost nach Südwesten gerichtet ist und 60—70 *m* messen dürfte. Die Entfernung vom Umwallungsgipfel zu dem nordöstlichen Teile des Walles beträgt ungefähr 300 *m*; ein Teil der Ostseite der Umwallung ist zerstört. Im Süden und Osten bemerkt man auf dem Hange des Vulkanes Las Flores einige parasitische Vulkänchen; einige andere Begleitvulkane beobachtet man in etwas grösserer Entfernung.

Der grosse Vulkan, der bald nach dem Dorfe Suchitan, bald nach dem Dorfe Santa Catarina benannt wird, ist nach Nordnordosten durch einen tiefen Barranco geöffnet. »Das Innere des Kraters ist fast ganz mit Hochwald bedeckt, während die Aussenhänge des Vulkanes hoch herauf abgeholzt sind und für Maiskultur oder Viehzucht Verwendung finden. An manchen Stellen des obern Kraterkranzes tritt der nackte Fels zu Tage, so namentlich an dem als Peñon bekannten Gipfel. Nordwestlich davon befindet sich der höchste Gipfel des Berges, und es ist wahrscheinlich, dass die ICEC diesen Punkt bestimmt hat (2042 *m* hoch, 14° 23′ 26″ nördl. Br., 89° 46′ 57″ westl. L.).

Im Norden lehnt sich an den Vulkan von Suchitan ein wohlerhaltener Aufschüttungskegel, der wegen seiner roten Schlacken den Namen Cerro colorado führt. Nur die Südosthälfte der flachen Kraterumwallung ist erhalten geblieben. Der Gipfel liegt südlich in 1840 *m* Höhe. Ein flacher Sattel von 1710 *m* Höhe trennt den Cerro colorado vom Hauptvulkane.

Im Westen befindet sich der riesige Krater (oder Maar) von Retana, dessen Boden bis vor kurzem von einem See bedeckt gewesen ist. Dieser See war vor etwa 40 Jahren zum erstenmal ausgetrocknet, wobei alle Fische ausstarben; kurze Zeit darauf füllte sich das Maar wieder mit Wasser an, das aber von nun ab keine Fische mehr beherbergte. Im Jahre 1890 trocknete der See wiederum aus, und seitdem haben sich keine Wasseransammlungen mehr gebildet. Der Boden des Retana (1060 *m* über dem Meere) ist wohl beinahe kreisrund, sein Durchmesser etwa $2^1/_2$ *km*; von allen Seiten ist er von einem starken Bergwalle begrenzt, der am niedrigsten im Nordwesten ist (an manchen Stellen wohl kaum 40 *m* hoch), am höchsten aber im Westen, Süden und Norden (zuweilen 200 *m*). Auf dem Süd- und Südosthange des Suchitan-Vulkanes bemerkt man einige kleine parasitische Kegelchen, welche sämtlich aus lockern Auswürflingen aufgebaut zu sein scheinen.«

Sapper beschreibt näher eine Anzahl kleiner Vulkane und Aufschüttungskegel, die sich in dieser Gegend zerstreut finden. Unter andern erstieg er auch den Vulkan San Miguel der 1866 von Dollfuss und Montserrat beschrieben worden ist. Seit dieser Zeit hat sich der Krater wesentlich verändert. »Der äussere ringförmige Kraterboden ist beinahe sichelförmig geworden, da auf der Südseite nur noch geringe Andeutungen davon erhalten sind, während die beiden Geologen im Jahre 1866 die Breite des Ringes an seiner schmalsten Stelle in SSO noch auf 60 *m* geschätzt haben. Es sind also hier beträchtliche Teile des alten Ringes abgestürzt, und zwar vermutlich längs einer mit dem Innenkrater konzentrischen Spalte. Man ist zu diesem Schlusse um so eher berechtigt, als sich auf der Nordwestseite des Ringbodens zur Zeit des Besuches ebenfalls eine grosse Spalte nahe und parallel dem äussern Kraterwalle zeigte; dieselbe klaffte nahe ihrem Nordende etwa $^1/_2$ Fuss; weiter südlich wird die Öffnung immer weiter, und zugleich bemerkt man, dass der östlich gelegene Teil des Ringbodens sich längs dieser Spalte mehr oder weniger stark gesenkt hat; den grössten Betrag der Sprungtiefe schätzte Verf. auf 7 *m*. Nahe dem südlichen Ende der Spalte, da, wo sie in den grossen Querbarranco mündet, bemerkt man noch einige kleinere parallele Spalten. Der Innenkrater hat seit 1866 noch bedeutendere Veränderungen erlitten, denn er ist durch eine neue Eruption vor kurzem fast gänzlich mit frischer Lavamasse aufgefüllt worden. Diese Eruption hatte im Dezember 1891 oder 1892 stattgefunden (das Jahr ist nicht sicher festzustellen, vielleicht schon 1890?). Sie hatte nur wenige Tage gedauert und den Umwohnern

keinen Schaden verursacht, sondern nur ein grossartiges Feuerwerk bereitet; denn ein Aschenregen fand nicht statt, und die Bomben- und Schlackenauswürflinge fielen fast sämtlich im Innern des Kraters nieder; nur einige wenige vereinzelte Lavafladen fand Verf. ausserhalb, jedoch bereits in nächster Nähe des Kraters vor. Sobald Verf. aber die Scharte der Kraterumwallung überschritten hatte, bot sich ihm ein äusserst merkwürdiger Anblick dar: vor sich sah er den durch die lange Einwirkung der schwefligen Dämpfe ganz weiss gebleichten Boden des primitiven Kraters, ganz übersät von kleinen und grossen schwarzen Bomben und Fladen, welch letztere manchmal mehrere Quadratmeter Oberfläche besitzen und an manchen Stellen die von der äussern Kraterwand herabgestürzten riesigen Gesteinsblöcke fast ganz mit einer dünnen schwarzen Lavakruste überdeckt haben. Je näher dem Innenkrater, desto zahlreicher werden die schwarzen, von der jüngsten Eruption ausgeworfenen Laven, und der Rand des Ringbodens ist bereits vollständig von einer beträchtlichen Schicht schwarzer Schlacken überzogen (auf der Nordwestseite etwa 2 *m* mächtig). Jenseits des ringförmigen Kraterbodens stiegen aus dem Innenkrater ansehnliche Rauchwolken in die Höhe, und mit unsichern Umrissen hoben sich aus dem Qualme die Umrisse eines kleinen neuen Zentralkegels und zur Linken davon die flachern Konturen eines zweiten Schlackenhügels heraus.«

Der Vulkan Las Pilas in Nicaragua ist von Carl Sapper besucht und beschrieben worden.[1]) Unter den zahlreichen, eng zusammengedrängten Vulkanen der Maribios-Reihe in Nicaragua ist der Vulkan Las Pilas einer der interessantesten, teils wegen seines ziemlich komplizierten Baues, teils wegen der Aufsehen erregenden Eruptionen vom 13. April 1850 und vom 14. November 1867, welche zur Neubildung kleiner Aschen- und Schlackenkegel auf seiner westlichen Abdachung geführt haben. Über den erstgenannten Ausbruch berichtete E. G. Squier,[2]) über den letztern der damalige amerikanische Gesandte für Nicaragua, M. Dickson, in einem offiziellen Berichte an den Staatssekretär M. Seward; einen Auszug aus beiden Berichten gab Carl v. Seebach in seinem nachgelassenen Werke,[3]) während die beiden französischen Geologen A. Dollfuss und E. de Montserrat[4]) Mr. Dickson's Bericht fast wörtlich in französischer Übersetzung mitgeteilt haben. Geben diese Berichte auch ein ziemlich gutes Bild von den damaligen Vorgängen, so sind sie doch gänzlich ungenügend zur Kennzeichnung der Rolle, welche die neugebildeten Kegelchen im Vergleiche zum Hauptvulkane und dessen ältern parasitischen Auswüchsen spielen. Es war deshalb

[1]) Zeitschr. d. Deutschen geolog. Gesellschaft **51.** p. 578 ff.
[2]) Travels in Centralamerica **2.** p. 101.
[3]) Über Vulkane Centralamericas. Göttingen **1892.** p. 74 ff.
[4]) Voyage géologique dans les républiques de Guatemala et de Salvador. Paris 1868. p. 327 ff.

schon bei seinen frühern Besuchen der Republik Nicaragua (1897 und 1898) Sapper's Wunsch gewesen, diese Eruptionsstellen persönlich kennen zu lernen und zugleich ein Bild von den morphologischen Eigentümlichkeiten des Hauptvulkanes zu gewinnen; aber erst im Mai 1899 gelang es ihm, diesen Wunsch auszuführen. Karl v. Seebach musste im Januar 1865 von einer Besteigung des Berges absehen, da er keinen Führer dafür finden konnte, und musste sich deshalb auf eine Skizze der Umrisslinien aus weiter Entfernung (von der Stadt Leon aus) beschränken. Die Handzeichnung der Maribios-Vulkane, welche C. v. Seebach veröffentlicht hat, hat zwar den Fehler der meisten Handzeichnungen, dass sie nämlich die Böschungswinkel übertreibt, aber sie giebt doch ein recht gutes Bild der grossartigen Vulkannatur jener Gegend und lässt auch am Pilas manche Einzelheiten, wie die beiden Hauptgipfel und die kleine Parasitenreihe auf seiner Westseite, ziemlich richtig erkennen, während der Vulkan Rota allerdings recht verzeichnet ist. Trotz der leichten Erreichbarkeit des Pilas scheint derselbe seit C. v. Seebach's Besuch nicht mehr die Beachtung eines Geologen gefunden zu haben, bis Dr. Bruno Mierisch ihn im Jahre 1891 erstieg; er verfertigte eine gute Skizze des Berges und seiner östlichen Umgebung, welche im »Globus« (**75**. p. 202) veröffentlicht worden ist. Da Mierisch die Besteigung des Pilas von Osten her unternommen hatte, so wählte Sapper, von Matagalpa kommend, seine Westseite zum Anstiege und konnte auf diese Weise Mierisch's Aufnahmen wesentlich vervollständigen. Eine seiner Abhandlung beigegebene hypsometrische Kartenskizze beruht in der Hauptsache auf seinen Itineraraufnahmen und Kompasspeilungen; die Höhen sind durch Ablesung dreier geprüfter Aneroidbarometer bestimmt, doch ohne grosse Genauigkeit, da Sapper bei der Höhenberechnung nicht die Resultate korrespondierender Beobachtungen zu Hilfe nehmen konnte. Er fand für den Hauptgipfel des Pilas ca. 1150 *m*, während P. Levy [1]) dem Berge 1116 *m* zuschrieb, und die ICEC im Jahre 1892 trigonometrisch nur 1071 *m* gefunden hatte.

Sapper unternahm die Besteigung von der Hacienda Rota aus, nordwestlich vom Las Pilas liegend. Der Weg führte über den aus Lapillis gebildeten Auswurfskegel des Cerro del Hoyo und mehrere andere Krater zum Cerro negro, einem schwarzen Schlackenkegel mit zwei Kratern im Süden und einer hufeisenförmigen Erhebung, aus der sich ein ansehnlicher Lavastrom nach W ergossen hat. »Westlich vom Cerro negro erblickt man ein etwas älteres Lapillifeld, das noch fast ganz der Vegetation entbehrt und vermutlich den Lavastrom überdeckt, der sich bei der Eruption vom April 1850 westwärts ergossen hat. Sofort fällt in die Augen, dass einer der Krater des Cerro negro das Eruptionszentrum von 1850 gewesen

[1]) Notas geográficas y económicas sobre la republica de Nicaragua. Paris 1873.

sein muss, während der andere der in Dickson's Bericht erwähnte, senkrecht auswerfende Krater des Ausbruches von 1867 gewesen sein muss, und dass aus dem 300 *m* nordöstlich davon befindlichen Schlackenkegelchen die unter 45° geneigten Auswürfe erfolgten, welche mit den senkrechten gleichzeitig stattfanden. Von der in Dickson's Bericht erwähnten, ½ englische Meile langen, südwestlich gerichteten Spalte war nichts zu sehen.«

»Der südliche Krater des Cerro negro ist sehr regelmässig gebildet, seine Umwallung ist, soweit sie in ihrer ursprünglichen Gestalt erhalten ist, kreisrund; der Durchmesser gegen 100 *m*; ein kleiner runder Kraterboden befindet sich in etwa 530 *m* Höhe. Die Scheidewand zwischen dem nördlichen und südlichen Krater mag 550 *m* an der tiefsten Stelle besitzen; sie ist zum grossen Teile weiss angeflogen. Der nördliche Krater ist etwas weniger regelmässig gebildet und besitzt infolge kürzlich erfolgter Abrutsche von der östlichen Umwallung her auch keinen eigentlichen Kraterboden; gegenüber der schwarzen Farbe der Schlacken im südlichen Krater herrschen im Innern des nördlichen Kraters rote Farbentöne vor, da und dort unterbrochen von weissen Effloreszenzen. Derselbe ist also der Schauplatz des Ausbruches vom November 1867, während der Südkrater im April 1850 sich gebildet hat. Der Cerro negro ist das Südende einer ausgezeichneten vulkanischen Spalte, welche auf 2¼ *km* Länge neun in gerader Linie aufeinander folgende Kraterchen hervorgebracht hat, während die übrigen parasitischen Vulkankegelchen des Pilas keine Anordnung in bestimmten Linien (Spalten) verraten.«

»Der höchste Gipfel des Pilas (1150 *m*) befindet sich nordwestlich vom Mittelpunkte des ausgedehnten Kraters, dessen Durchmesser Sapper durch halbseitige Umwanderung zu 500 *m* bestimmte. Der tiefste Punkt der felsigen Umwallung liegt südöstlich (1100 *m*). Die Tiefe des Kraters ist gering, aber wegen der allenthalben herrschenden Waldbedeckung sind die Niveaueinzelheiten des Kraterbodens nicht sicher zu erkennen. Nahe seinem Südende befindet sich exzentrisch ein grossartiger Felskrater von vielleicht 100 *m* Durchmesser und vielleicht 150 *m* Tiefe. Den Mantel des Pilas bilden grosse lockere, oft schlackige Lavablöcke, welche äusserlich oft grosse Schmelzspuren (infolge von Blitzwirkung?) zeigen. Eine vom Gipfel des Pilas mitgebrachte Gesteinsprobe ist als vitrophyrischer Andesit bestimmt worden. Im Nordosten erblickt man einen etwas gekrümmten, nach Südwesten steil abfallenden Berggrat, den Dr. Mierisch als Überrest eines alten Ringwalles erkannt hat. Derselbe scheint nicht genau konzentrisch mit dem jetzigen Pilas-Krater zu liegen; vielmehr scheint das Eruptionszentrum in ungefähr südwestlicher Richtung gewandert zu sein.

Westsüdwestlich vom Pilas erblickt man einen grossen, kreisrunden Felskrater, dessen Wände senkrecht nach der Tiefe abfallen, während die Abdachung nach aussen hin eine sehr flache ist. Die

Existenz dieses tiefen Felskraters neben dem grossen Hauptkrater dürfte dem Berge seinen Namen Las Pilas, »die Becken«, gegeben haben.«

Die Vulkangruppe des Idjènplateaus im östlichen Java ist von J. F. Niemeyer besucht und geschildert worden.[1]) Der südöstliche Fuss des Plateaus, sowie das nördliche Vorland zwischen Pradjekan und den Kalkhügeln von Sitoebondo ist grösstenteils eine dürre Steppe. Einige Teile sind mit dünn gesäeten Sträuchern und Gräsern bewachsen, andere ganz pflanzenleer und wahre Wüsteneien, wo der trockene, vulkanische Tuff bei jedem Schritte der Pferde aufstäubt. Diese Unfruchtbarkeit wird durch den geringen Regenfall verursacht. Kein einziger Bach empfängt hier während des Ostmonsuns einen Tropfen Wasser, und auch der Westmonsun ist nirgends so regenarm.

Die untern Teile der Abhänge des Idjènplateaus weisen nur flache Bachbetten auf, höher oben aber erscheinen die Gehänge von zahlreichen tiefen Rinnen gefurcht, zwischen denen Rücken hinziehen. Je höher man kommt, desto tiefer werden die Rinnsale, und da ihnen nun nirgends Wasser fehlt, bergen sie eine immer dichtere Vegetation. Auch die Rücken, welche anfangs ganz kahl sind, erscheinen höher hinauf mit Buschwerk bestanden.

Das Zentrum des Idjènberglandes bildet eine Hochfläche, einen grossen Kraterzirkus, welcher von thätigen und erloschenen Vulkanen umgeben ist. An der Ostseite erheben sich der Ringgih (1992 *m*), der Merapi (2120 *m*) und der Ranti (2618 *m*), auf der gegenüberliegenden Seite in einem Abstande von 15 *km* der Djampit (2338 *m*), der Soeket (2929 *m*), dahinter der Raun (3332 *m*) und der Kawah Idjèn. Nur die beiden letztgenannten Vulkane sind noch thätig.

Auf dem Plateau fehlen Gefliesse und Pflanzenwuchs nicht. Den grössten Teil dieser Hochfläche entwässert der Kalisat mit seinen Zuflüssen Sempol und Blaman, welche streckenweise einen unterirdischen Lauf unter den neuen Lavaströmen haben.

Der Krater des Idjènvulkanes ist 900 *m* lang und 760 *m* breit. Seine letzte Eruption ereignete sich im Jahre 1817; bald darauf schloss sich der Kraterschlund, und es bildete sich auf dem Grunde ein lauwarmer See, auf dessen Boden sich wahrscheinlich Solfataren vorfinden. Untersuchungen des Wassers haben viel schwefelsaure Alaunerde und schwefelsaures Eisenoxyd in demselben nachgewiesen.

An der südlichen Kraterwand des Idjèn erreicht der höchste Punkt 2385 *m*. Besonders regelmässig gestaltet ist aber die nach Nordost gen Nord gekehrte Kraterwand. Alle Kraterwände sind ungemein steil und vom Regen in zahllosen Rinnen ausgewaschen;

---

[1]) Tijdschrift van het Kon. Nederl. Aardrijkskundig Genootschap 1900. No. 5 u. 6.

an vielen Stellen haben unter dem Schutze von Lapilli in dem weichen Tuffe sich echte Erdpyramiden gebildet. Von ganz eigenartiger Wirkung ist der Anblick der Kraterwände durch ihre stufenförmige Gliederung und die bunten Farben, in die sie gekleidet sind. Man kann deutlich vier Stufen unterscheiden, die horizontal rings umher in gleicher Höhe sich hereinziehen. Unten, hart am See, ist ein steiler Abfall, an den kleine, von oben herab kommende Schuttkegel sich anlegen. Es ist dies eine aus fester Lava bestehende Stufe, deren Farben von West nach Ost zu folgende sind: rot, grau, gelblich, grün, weiss, weissgrau. Darüber liegt eine ganz senkrecht abfallende Wand, ebenfalls aus anstehender Lava bestehend, deren Farben, in derselben Richtung wie oben, sind: rötlich, gelblich, graugelb, weiss, gelb, buntrötlich, weissgelblich. Die darüber liegende Schicht ist nicht so steil, und viele kleine Schuttkegel sind an ihr angelagert. Darüber folgt dann wieder eine senkrechte Wand; hier ist alles weiss von Farbe und nur im Westen rötlich. Das sind bereits in Zersetzung vorgeschrittene Gesteine, sowie zusammengebackene Asche, Lapilli u. s. w. Die obersten Teile der Kraterwände bestehen aus horizontalen Bändern und Schichten von weisser und grauer Farbe, die miteinander wechsellagern; es sind dies die jüngsten Eruptionsprodukte, Lapilli, Sand und Asche, die folgendermassen übereinander geschichtet liegen: zu unterst eine breite weisse Schicht, darüber eine breite graue, dann wieder eine breite weisse und eine breite graue, und zuletzt zu oberst fünf schmälere weisse Bänder, wechsellagernd mit grauen.

6. Erdbeben.

Die täglichen periodischen Schwankungen des Erdbodens zu Triest nach den Aufzeichnungen eines dreifachen Horizontalpendels hat E. Mazelle studiert.[1]) Aus den von ihm berechneten Gangkurven ergeben sich für die drei Pendel einfache Schwankungen mit nur einem Maximum und einem Minimum in den Monaten April bis Oktober und doppelte tägliche Schwankungen mit zwei täglichen Maxima und Minima, die in den Wintermonaten November bis März beobachtet werden. So ergiebt sich für das in der Richtung W 60° N aufgestellte Pendel der Beginn der Neigung nach NO um 9.5^h abends, die grösste Ablenkung in dieser Richtung um 0.013″ wird um 4.7^h früh erreicht; das Pendel kehrt um 8.9^h vormittags in die Normallage zurück und erreicht die grösste Ablenkung nach SW mit 0.011″ um 1.1^h nachmittags. Im Winter ist die Schwankung mit der doppelten Periode komplizierter, und die Amplituden sind bedeutend kleiner. Das genannte Pendel erreicht seine grösste Ablenkung nach NO um 6.2^h vormittags und 4.2^h nachmittags, die

[1]) Wiener akadem. Anzeiger 1900. p. 149.

grösste Neigung nach SW um 11.4^{h} vormittags und 10.4^{h} abends, der grösste Wert beträgt nur 0.002″.

Die für die einzelnen Monate berechneten Sinusreihen zerlegen die beobachtete tägliche Schwankung aller drei Pendel in die einzelnen Komponenten, woraus zu entnehmen ist, dass die Schwankung mit 24-stündiger Periodendauer, namentlich in den Sommermonaten als die Hauptkonstituente zu betrachten ist und als jene, die im Laufe des Jahres der grössten Schwankung unterworfen erscheint. Das zweite Glied der Sinusreihe, die Oszillation mit doppelter täglicher Periode, zeigt geringere Amplitude, eine kleinere jährliche Schwankung derselben und annähernd die gleichen Wendestunden durch alle Monate des Jahres.

Mazelle hat auch die Pfeilerbewegung, die sich im Laufe eines Tages infolge der periodischen Bodenschwankungen abwickelt, dargestellt und für die Sommermonate recht einfache Kurven ellipsenähnlicher Form, welche im entgegengesetzten Sinne zur Uhrzeigerbewegung durchlaufen werden, gefunden, während die Wintermonate durch besondere Schleifenbildungen kompliziert erscheinen. Schliesslich berichtet Mazelle, dass der jährliche Gang der Temperaturschwankungen eine gute Übereinstimmung zeigt mit dem Gange der Amplituden der ganztägigen Pfeilerschwankung, das Maximum vom Juni fällt auf den Juli, das Minimum in den Dezember und Januar.

Erdbebengeräusche. Genaues und ein langjähriges Studium ist von Charles Davison auf diese bis jetzt weniger beachteten Phänomene verwendet worden.[1])

Diese Geräusche werden verglichen mit dem Lärme vorüberfahrender Eisenbahnzüge und Lastwagen, mit dem Donner, dem Heulen und Pfeifen des Windes, dem Abladen von Steinladungen, dem Niederfallen von schweren Gegenständen, mit Explosionen und verschiedenen sonstigen Geräuschen. Diese Typen ändern sich nicht allein bei verschiedenen Erdbeben, sondern auch in den verschiedenen Teilen des gestörten Gebietes bei ein und demselben Erdbeben.

Zuweilen wird das Geräusch allmählich lauter und hört dann plötzlich auf; oder es beginnt intensiv und erlischt langsam; in beiden Fällen mögen subjektive Einflüsse massgebend sein, denn in der Mehrzahl der Beobachtungen hörte man das Geräusch allmählich anschwellen und dann absinken. Gewöhnlich geht die Stärke des Stosses Hand in Hand mit der des Geräusches, was namentlich bei schwachen Stössen leicht wahrnehmbar ist; doch kommen auch Ausnahmen von dieser Regel vor. Gewöhnlich behält jedes Geräusch ein und denselben Charakter und ändert sich nur in der Stärke. In der Nähe des Epizentrums kommen jedoch auch Änderungen des Charakters vor, besonders wenn das Geräusch sehr stark ist.

In einer Beziehung zeigt das Geräusch eine merkwürdige Gleichmässigkeit im ganzen Schüttergebiete, nämlich in seiner grossen Tiefe. Sonst ändert sich dasselbe zunächst im Typus indem in der Nähe des Epizentrums die Vergleichung mit Wagen vorherrscht, mit der Entfernung vom Zentrum hingegen die Zahl der Vergleiche mit dem Winde zunimmt. Mit der Entfernung nimmt natürlich auch die Intensitätsänderung (das An- und Abschwellen) ab, da die schwachen Anfänge und Enden der Ge-

[1]) Philos. Mag. 1900. Ser. 5. 49. p. 31.

räusche verschwinden; und die Änderung des Charakters ist gleichfalls auf die Nähe des Epizentrums beschränkt, wo besonders die stärksten Bodenbewegungen und Stösse von ganz eigentümlichen, reibenden Geräuschen begleitet sind. In sehr grossen Entfernungen werden die Geräusche beim Erdbeben meist wie ferner Donner gehört.

Die sehr grosse Tiefe der Erdbebengeräusche wird unter anderem auch dadurch bewiesen, dass sie, an der Grenze der Hörbarkeit für tiefe Töne liegend, von einigen Beobachtern gehört werden, von andern nicht. Dieser Unterschied zeigt sich selbst bei Personen, die sich in demselben Zimmer aufhalten, ohne dass man hierfür verschiedene Aufmerksamkeit als Erklärung anführen könnte. In gleicher Weise wird die Grenze der Hörbarkeit, die diesen Geräuschen eigentümlich ist, dadurch erwiesen, dass ein Geräusch während eines Stosses für einige Beobachter plötzlich aufhört, während andere dasselbe noch weiter hören. Auch in der Art, wie die Geräusche wahrgenommen und beschrieben werden, zeigen sich grosse Unterschiede. Alles weist darauf hin, dass die Geräusche durch ihre Tiefe an der Grenze der Wahrnehmbarkeit liegen (die für die einzelnen Personen verschieden ist).

Man kann bei jedem Erdbeben alle Orte mit gleicher Prozentzahl von Personen, welche die Geräusche hören, verbinden und erhält dadurch »isoakustische« Linien des Erdbebens, deren Verlauf Beziehungen zum Verlaufe der isoseismischen Linien erkennen lässt. In der Mehrzahl der starken und heftigen Erdbeben nimmt das Geräuschgebiet eine das Epizentrum rings umgebende Region ein, während das Erschütterungsgebiet nach jeder Richtung weit darüber hinausreicht. Bei einigen Erdbeben mässigen Grades fallen das Erschütterungs- und das Geräuschgebiet zusammen, bei vielen leichten greift sogar das Geräuschgebiet über das der Erschütterung hinaus. Endlich kommen unterirdische Geräusche ohne jede Erschütterung vor; es sind dies die unter dem Namen der Barisalguns und Mistpöffer bekannten Geräusche, deren Beziehung zu Erdbeben allerdings noch zweifelhaft ist. Endlich ist zu bemerken, dass die meisten, wenn nicht alle Erdbeben zahlreiche unterirdische Geräusche bei ihren Nachstössen, namentlich im Epizentrum, aufweisen. Hieraus kann man schliessen, dass die Erdgeräusche besonders diejenigen Distrikte charakterisieren, in welchen leichte Stösse auftreten.

Eine höchst wichtige Erscheinung ist die Exzentrizität der isoakustischen Linien im Vergleiche zu den isoseismischen. Zum Nachweise dieses Verhaltens sind Erdbeben mässigen Grades besonders geeignet, und das Studium einiger englischen Erdbeben führte zu dem Ergebnisse, dass das Geräuschgebiet gegen das Erschütterungsgebiet nach der Bruchlinie hin verschoben ist.

Über die Zeitverhältnisse zwischen Geräusch und Erschütterung findet man wenig zuverlässige Angaben. Ein eingehenderes Studium der letzten englischen Erdbeben ergab, dass gewöhnlich der Beginn des Geräusches dem des Stosses vorausgeht, zuweilen aber, besonders bei schwachen Beben, mit ihm zusammenfällt. Bei schwachen Stössen fallen die Maxima beider Erscheinungen zusammen, während bei starken Stössen das Maximum des Geräusches zuweilen dem des Stosses vorangeht, mit dem es sonst zusammenfällt. Das Ende des Geräusches geht niemals dem des Stosses voraus, es fällt mit ihm zusammen oder folgt ihm zuweilen. Wenn man aus dem Beginne und dem Ende der Geräusche und Stösse ihre Dauer berechnet, so findet man, dass in der Regel die Dauer des Geräusches grösser ist als die des Stosses.

Aus diesen Thatsachen zieht Davison Schlussfolgerungen über die Entstehung der Erdbebengeräusche. Er unterscheidet bei jedem Beben drei Stadien der Bewegung: das Vorstadium mit Bewegungen von kleiner Amplitude und kurzer Periode, das Hauptstadium mit Schwingungen grösserer Amplitude und längerer Periode und das Endstadium mit schwachen Bewegungen. Bei der Erklärung der Geräusche geht Davison von der

Annahme aus, dass die Mehrzahl der nicht vulkanischen Erdbeben von dem allmählichen, aber intermittierenden Wachsen der Erdspalten herrühren; die unmittelbare Ursache der Störung ist die Reibung, welche durch das Aneinanderhingleiten der Gesteinsmassen veranlasst wird; hierbei braucht das Gleiten in der Spalte nicht auf dem ganzen Herde gleichsinnig oder im selben Momente an jedem Punkte desselben stattzufinden. Aber in der Regel wird es sicherlich nur sehr kurze Zeit andauern, und an allen Orten in der Nähe des Epizentrums muss die Dauer des merklichen Teiles eines Erdbebens hauptsächlich von der Grösse des Herdes und von der Geschwindigkeit der Erdwellen herrühren. Der Herd ist in Wirklichkeit eine zum Horizonte geneigte Fläche, die in horizontaler Richtung oft sich weit erstreckt. In seiner einfachsten Form besteht er aus einem Zentralgebiete, in dem die gegenseitige Verschiebung der Gesteinsmassen am grössten ist, und das umgeben ist von einer Region, wo die relative Verschiebung klein ist und allmählich nach den Enden hin erlischt. Von allen Teilen des Herdes gehen nun gleichzeitig Schwingungen von verschiedener Amplitude und Periode aus, die grossen und langsamen Wellen kommen meist vom zentralen Gebiete, die kleinen und schnellen Schwingungen von den an das Zentrum grenzenden Gebieten. Von diesen Randgebieten, speziell von den obern und seitlichen Rändern, gehen nach der Meinung Davison's hauptsächlich die merklichern Schallschwingungen aus.

Da die grossen Schwingungen, die vom Zentrum des Gebietes herkommen, ununterbrochen in die Schallschwingungen der Ränder des Herdes übergehen, so ist klar, dass unter den Schwingungen auch solche vorkommen müssen, welche die tiefsten Töne, die das Menschenohr wahrnehmen kann, erzeugen. Ferner leuchtet ein, dass die durchschnittliche Intensität des Geräusches allmählich zunehmen muss, bis der Stoss gefühlt wird, und, sobald dieser vorüber ist, allmählich erlöschen wird. Die grössere Amplitude der Schwingungen aus dem Zentrum des Herdes wird die Schwingungen von längerer Periode als die, welche von den Rändern kommen, hörbar machen, und so wird die Tiefe der Geräusche zu- und abnehmen mit den Intensitäten des Geräusches und Stosses. In ähnlicher Weise begreift man, dass die Stärke des Geräusches mit der des Stosses bei verschiedenen Erdbeben zunehmen wird, und dass das Geräusch bei den stärkern Stössen tiefer sein muss. Die Grösse des Schallgebietes wird bei Beobachtern von durchschnittlichem Gehörvermögen mehr von der Stärke der Randschwingungen und von den Dimensionen des Erschütterungsherdes als von denen seiner Randregionen abhängen. Die Grösse des Störungsgebietes aber hängt nur zum Teil von der Grösse des Herdes, in der Hauptsache von der Anfangsintensität der Schwingungen im Zentralgebiete ab. Im allgemeinen werden nun zwar Schallgebiet und Störungsgebiet in ihren Dimensionen zusammenfallen; aber bei sehr starken Stössen wird das Schallgebiet nur ein verhältnismässig kleiner Bezirk um das Epizentrum sein, und anderseits bei sehr leichten werden die Randgebiete im Verhältnisse zum Herdzentrum sehr gross sein und das Schallgebiet das der Erschütterung überragen. Als Grenzfall ist das gänzliche Fehlen des Herdzentrums aufzufassen, so dass nur die Geräusche übrig bleiben.

Die Schallerscheinungen, welche bei Erdbeben auftreten, dürften wichtige Daten sowohl über den Sitz als die Ursache der Bodenbewegungen geben, sobald sie genauer studiert werden, und in dieser Beziehung sind die Untersuchungen von Davison von besonderem Interesse. Im allgemeinen sind alle Erdbeben von Schallerscheinungen begleitet, doch kommen auch unterirdische Detonationen vor, ohne dass ihnen Erderschütterungen folgen. Das grossartigste, mit nichts vergleichbare Beispiel dieser Art bildet die Erscheinung, welche unter dem Namen des Gebrülles und unterirdischen Donners von Guanaxuato

auf dem mexikanischen Hochlande bekannt ist. A. v. Humboldt hat eine umständliche Beschreibung desselben gegeben. Das Getöse dauerte seit Mitternacht des 9. Januar 1784 über einen Monat. Es war, als lägen unter den Füssen der Einwohner schwere Gewitterwolken, in denen langsam rollender Donner mit kurzen Donnerschlägen abwechselte. Fast alle Einwohner verliessen vor Schrecken die Stadt, in der grosse Massen von Silberbarren angehäuft waren. Die Mutigen kehrten indessen, als sie sich an den unterirdischen Donner gewöhnt hatten, zurück und kämpften mit einer Räuberbande, welche sich inzwischen der Schätze bemächtigt hatte. Das Gebrüll verzog sich, wie es gekommen war, mit abnehmender Stärke, ohne dass an der Oberfläche oder in den 500 *m* tiefen Gruben irgend ein leises Erdbeben bemerkt worden wäre, auch hat sich die furchtbare Erscheinung nicht wiederholt. In den meisten Fällen geht, wie Davison nachgewiesen, die Stärke des Geräusches mit der Heftigkeit des Erdbebenstosses Hand in Hand. Gewöhnlich behält das Geräusch auch seinen Charakter und ändert sich nur in der Stärke. Die Beobachter vergleichen diese dumpfen Geräusche mit dem Rollen vorüberfahrender Eisenbahnzüge oder schwerer Lastwagen, mit dem Niederfallen schwerer Gegenstände, mit Explosionen, mit dem Abladen von Steinmassen, auch mit dem Heulen und Pfeifen des Windes. Bisweilen wird das Geräusch allmählich lauter und hört dann plötzlich auf, oder es beginnt sehr stark und erlischt langsam. In einer Beziehung zeigt das Geräusch, wie Davison oben erwähnt, eine merkwürdige Gleichmässigkeit in dem ganzen erschütterten Gebiete, nämlich in Rücksicht auf die grosse Tiefe seines Klanges. Sie liegt oft an der Grenze der Hörbarkeit für tiefe Töne, so dass es bisweilen von Personen vernommen wird und von andern nicht, obgleich alle sich in dem nämlichen Raume befinden. Bei einigen Erdbeben fallen die Erschütterungsgebiete und die Gebiete, in denen Geräusche vernommen werden, zusammen, in vielen Fällen, besonders von leichten Erdbeben, wird aber das unterirdische Geräusch auf einer weit grössern Fläche gehört als die Erschütterung gefühlt. Die Beobachtungen, besonders bei schwachen Erdbeben ergeben, dass das Geräusch meist dem Stosse vorhergeht, aber dies mit wichtigen Ausnahmen. Bei gewissen starken Erdbeben, besonders in Südamerika, entstand das Getöse erst nach der eigentlichen Katastrophe. Das furchtbare Erdbeben, welches am 4. Februar 1797 die Stadt Riobamba zerstörte, war von gar keinem Getöse begleitet. Diese Erdbeben waren allerdings auch sogenannte vulkanische, die von den nicht vulkanischen, welche vorwiegend in Europa auftreten, verschieden sind. Nach Davison entsteht das Erdbebengeräusch bei diesen durch das Gleiten unterirdischer Gesteinsmassen aneinander vorbei. Die Verschiebungen solcher Massen tief im Innern der Erde erzeugen die Bodenbewegungen, welche als nichtvulkanische oder tektonische Erdbeben bekannt sind. Der Herd des Vorganges wäre in der That eine unterirdische, gegen den Horizont geneigte Fläche, die sich in horizontaler Richtung oft sehr weit

erstrecken mag. Von allen Punkten dieser Fläche gehen Erschütterungswellen aus: ob aber die grossen und langsamen Wellen meist vom zentralen Gebiete, die kleinen und schnellen von den Randgebieten kommen, und diese letztern es hauptsächlich sind, welche die merklichern Schallerscheinungen bei Erdbeben hervorrufen, ist doch fraglich.

Das grosse Erdbeben von Lissabon und die Thermalquellen von Teplitz. In den zahlreichen Berichten über das grosse Erdbeben, welches am 1. November 1755 die Stadt Lissabon verwüstete, wird fast immer auch erwähnt, dass infolge dieses Erdbebens die warmen Quellen zu Teplitz in Böhmen eine Zeitlang ausgeblieben seien. Etwas Genaueres in dieser Beziehung wird selten berichtet, auch war bisher noch kein Versuch gemacht worden, die Art und Weise, wie das Erdbeben auf die böhmischen Thermen habe wirken können, klar zu machen. Nach beiden Richtungen hin ist nun eine Untersuchung von Interesse, welche Dr. Franz Suess angestellt hat.[1])

»Die Thermalquellen von Teplitz, welche durch Jahrhunderte ungestört geflossen waren, haben zur Stunde des Lissaboner Erdbebens auffallende Veränderungen gezeigt. Die Wahrheit der Angaben kann nach der Zusammenstellung verlässlicher Quellen von Herrn Prof. G. C. Laube nicht bezweifelt werden. Als thatsächlich geht aus den verschiedenen, zum Teil übertriebenen Berichten hervor, »dass am 1. November 1755 zwischen 11 und 12 Uhr Ortszeit (das ist zur Stunde des Lissaboner Erdbebens) die Hauptquelle zu Teplitz, nachdem sie vorher sich zu trüben begonnen hatte, eine kurze Zeit, einige Minuten, ganz ausblieb, dann aber, mit Ocker beladen, mit erhöhter Wassermenge hervorbrach«. Nach einzelnen, nicht näher kontrollierbaren Angaben soll auch eine vorübergehende oder dauernde Erhöhung der Temperatur eingetreten sein. Als wahrscheinlich kann angenommen werden, dass diejenigen Berichte Recht haben, welche melden, dass nach kurzer Zeit der normale Zustand wieder eingetreten war.

Der Zeitpunkt stimmt noch genauer mit dem des mutmasslichen Eintreffens der Erdbebenwelle in Teplitz, als dies Laube annimmt, wenn man als Mass der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Berechnung nicht die Ziffer von C. W. Fuchs (ca. 550 Sekundenmeter), sondern die von Jul. Schmidt gegebene (2425.8 Sekundenmeter), zu Grunde legt. Letztere Zahl hat nach vielen neuern Erfahrungen über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit grosser Erdbeben alle Wahrscheinlichkeit für sich. Die Mutmassung, dass die Teplitzer Stadtuhr um eine Viertelstunde zu spät gegangen wäre, wird dann überflüssig. Die kleinern Quellen von Teplitz und Schönau, sowie die übrigen nordböhmischen Thermen, waren nach Laube's Auseinandersetzungen damals in einem Zustande, dass ähnliche vorübergehende Veränderungen leicht der Beobachtung entgangen sein mussten.

Mehr oder weniger verbürgte Nachrichten zeugen von zahlreichen, ähnlichen Erscheinungen an Thermalquellen, welche auf die Wirkung gleichzeitiger Erdbeben zurückgeführt werden. Der Verlauf der Erscheinung wird in einzelnen Fällen sehr verschieden angegeben; wohl scheint es, dass in der grossen Mehrzahl der Fälle eine vorübergehende Zunahme der Temperatur und der Wassermenge stattfindet. Weniger zahlreich, aber immerhin noch häufig genug sind die Nachrichten über ein vorübergehendes Ausbleiben der Thermen oder über eine Herabminderung der Wassermenge und der Temperatur. Auch werden die Erscheinungen in den verschiedensten Kombinationen geschildert.

---

[1]) Mitt. der k. k. geolog. Reichsanstalt in Wien 1900. No. 2. p. 55.

In einer Hinsicht steht aber die Erscheinung an den Teplitzer Thermen ganz einzig da; sie ist in bemerkenswerter Heftigkeit an einem vom Zentrum der furchtbaren Erschütterung sehr weit entfernten Punkte eingetreten, schon hart an der Grenze der direkten Wahrnehmbarkeit. Bei zahlreichen örtlichen Erdbeben am Südrande des Erzgebirges dagegen, welche auch in Teplitz wohl verspürt worden sind, haben die Thermen keinerlei Veränderung gezeigt. Letzteres ist auch in Karlsbad oft der Fall gewesen, und insbesondere haben die eingehenden Untersuchungen des Stadtgeologen J. Knett dargethan, dass keiner der Stösse des erzgebirgischen Erdbebenschwarmes vom Herbste 1897 irgend eine Wirkung auf die Karlsbader Quellen noch sonst auf eine der zahlreichen Thermen Nordböhmens ausgeübt hat.

Verf. will versuchen, diesen scheinbaren Widerspruch zu erklären und die physikalische Ursache darzulegen, derzufolge sehr entfernte und heftige Erdbeben im stande sind, Thermalquellen stärker zu beeinflussen als örtliche, schwächere Erschütterungen, wenn auch die letztern in der nähern Umgebung der Quelle selbst viel merkbarer vernommen worden sind.

Zunächst sind die häufigern und leicht erklärlichen Erscheinungen an den normalen Quellen, herrührend von Bewegungen des Grundwassers, ins Auge zu fassen. Bei heftigen Erschütterungen, welche eine wellenförmige Bewegung der Erdoberfläche hervorrufen, wird begreiflicherweise auch der Grundwasserspiegel seine selbständigen Wasserwellen entwickeln, ähnlich wie der Wasserspiegel eines grössern Beckens an der Erdoberfläche, wobei aber durch die innere Reibung und die Adhäsionswiderstände die Welle bedeutend verzögert und umgestaltet werden wird. In den Schächten der Brunnen, wo der Wasserspiegel offen zu Tage liegt, kann sich die in der Umgebung gehemmte Energie vollkommen in Bewegung umsetzen und frei entladen; es tritt die häufig beobachtete Erscheinung ein, dass das Wasser aus den Brunnenschächten hoch emporgeschleudert wird, und die Bewegung viel gewaltigere Formen annimmt, als der vielleicht geringen im Schachte angesammelten Wassermenge entsprechen würde, falls diese als in einem selbständigen Becken abgeschlossen zu betrachten wäre. — Viel häufiger sind auch bei schwächern Beben die Angaben über Veränderungen an fliessenden Quellen; und obwohl sie meistens nicht als sicher verbürgt gelten können, so kann doch kein Zweifel bestehen, dass hier und da die Wassermengen infolge von Erschütterungen getrübt werden oder auch Veränderungen der Ergiebigkeit aufweisen. Besonders häufig tritt die Meldung auf, dass intermittierende Quellen, sogenannte Hungerbrunnen infolge eines Erdbebens von neuem zu fliessen beginnen. Letzterer Fall ist am einfachsten zu erklären, und man braucht durchaus nicht zur Annahme von Veränderungen im Gefüge der Erdschichten und der Wasserläufe zu greifen. Der Grundwasserspiegel ist bekanntlich stets gegen den Ausflusspunkt geneigt, und eine gewisse Neigung abhängig von den Widerständen im Gesteine entspricht dem Gleichgewichtszustande. Wenn der Wasserzufluss zum Grundwasserreservoir nachlässt, so sinkt der Neigungswinkel allmählich auf ein Minimum, bei dem kein Ausfluss mehr stattfinden kann. Der Grundwasserspiegel ist dann zu vergleichen mit der geneigten Böschung einer Geröllhalde, und wie durch ein ruhiges Auflegen von einzelnen Geröllstücken der Neigungswinkel der Böschung bedeutend erhöht werden kann, ohne dass die Halde ins Gleiten zu kommen braucht, so kann auch bei allmählichem Zusickern der Neigungswinkel des Grundwasserspiegels viel steiler werden, als derjenige, welcher dem Stillstande der Quelle beim Einstellen des Ausflusses entspricht, ohne dass ein neuerliches Ausfliessen zustandekommt. In diesem Zustande kann eine geringe Erschütterung der Gesteinsmasse die Adhäsionswiderstände lösen und ein Herabgleiten der Wassermasse verursachen, ähnlich dem Herabrutschen von Geröllmassen an einer langsam und allmählich übersteil angehäuften Böschung. Es mag auch ein verschieden grosser Zeitraum vergehen, der natürlich abhängig ist von dem Zuflusse, den das Reservoir

erhält, bis abermals der kleinste Neigungswinkel des Grundwasserspiegels erreicht ist. Das seltenere Versiegen von Quellen infolge eines Erdbebens kann vielleicht dadurch erklärt werden, dass das Ausfliessen der Wassermasse durch kurze Zeit in einer über das normale Mass gesteigerten Geschwindigkeit vor sich geht, so dass sich nachher während der Ruhe ein Defizit im Reservoir ergiebt, und der Ausfluss stocken muss. Selbstverständlich werden zur Erklärung eines einzelnen Falles die örtlichen Verhältnisse genau erforscht werden müssen.

Beim Ausflusse einer Thermalquelle sind aber noch andere Umstände in Betracht zu ziehen. Die Wässer steigen hier in vereinzelten Spalten oder in einem Spaltensysteme aus der Tiefe empor und dringen an einem von der topographischen Gestaltung der Oberfläche abhängigen Punkte zu Tage. Dem Punkte, der zumeist in einer Depression gelegen ist, strömen in sanften Böschungen die Grundwässer der Oberfläche zu und bringen in den Spalten eine Abkühlung hervor. In den Terrainerhebungen, welche die Quelle umgeben, kann das Thermalwasser infolge der kapillaren Hemmungen zu einem höhern Niveau ansteigen als an der Quelle, so dass der Thermalwasserspiegel einen Trichter bildet, dessen tiefste Einsenkung sich an der Ausflussstelle befindet. Über diesen Trichter legt sich, durch stete Zuflüsse vom Tage her erneuert, ein Mantel von kaltem Grundwasser, der die Böschungen des Thermalwasserspiegels wiederholt, und dessen kalte Wässer gegen die Quelle abfliessen. Gelegentlich eines Erdbebens wird vielleicht unter Umständen dieses Zuströmen von wilden Wässern gegen die Quelle hin beschleunigt und so eine vorübergehende Herabminderung der Temperatur hervorgerufen.

Wo aber das Gegenteil, nämlich eine Erhöhung der Temperatur und Vermehrung der Wassermenge eingetreten ist, wie im besprochenen Falle, spielt anscheinend ein weiterer Faktor die Hauptrolle. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, dass die Geschwindigkeit, mit welcher eine Therme ausfliesst, unter anderem auch abhängig ist von dem Drucke und von der treibenden Kraft der gelösten und in der Nähe der Oberfläche frei werdenden Gase. Als Beweis für die Bedeutung der Gasdruckes für den Auftrieb kann angeführt werden die Abhängigkeit der Wassermenge mancher Thermen vom Barometerstand und das häufige Auftreten von springenden Quellen an frisch zu Tage gelegten Kohlenflözen, in welchen Fällen der Auftrieb allein dem im Wasser absorbierten Kohlensäuregase zuzuschreiben ist. Ihre extremsten Formen nimmt diese Druckwirkung bekanntlich an in den rhythmischen, explosionsartigen Ergüssen der Geysire. Die Rolle, welche hier dem Wasserdampfe zukommt, übernehmen in andern Fällen mit unvergleichlich geringerem Effekte Kohlensäure, Schwefelwasserstoff und andere im Thermalwasser absorbierte Gase. In der Mehrzahl der Fälle, auch wenn das Wasser nicht direkt schäumt, wie bei Teplitzer Thermen, hat man es mit einer für die Druckverhältnisse der Oberfläche übersättigten Gaslösung zu thun, so dass wenigstens einzelne Gasblasen sich ausscheiden. Gewiss sind die Gase auch im Wasser der tiefsten Regionen des Spaltensystems vorhanden und daselbst durch den Druck der auflastenden Wassersäule festgehalten.

Es ist eine bekannte physikalische Erscheinung, dass eine Erschütterung einer übersättigten Gaslösung das Ausscheiden der Gase und das Blasenbilden ausserordentlich befördert; sie lässt sich an jeder Selterwasserflasche leicht erproben. In noch höherem Masse als bei der Bewegung der ganzen Flüssigkeitssäule tritt Gasausscheidung ein, wenn die Flüssigkeit in molekulare Schwingungen, ähnlich den Schallschwingungen, versetzt wird. Das haben die Versuche von Gernez gezeigt. Übersättigte Gaslösungen wurden in ein Glasrohr gegossen und dieses durch Reiben an der untern Fläche in tönende Schwingungen versetzt, es erfolgte sogleich eine lebhafte Blasenbildung. Ja bei bestimmten Gaslösungen war die Entwickelung von Gasblasen, sobald das Glasrohr zu tönen begann, so heftig, dass die gesamte Flüssigkeit aus dem Rohre herausgeschleudert wurde. Ähnliche Resultate,

betreffend das Ausscheiden von Gasen aus nicht gesättigten Lösungen, und zwar von Luft in Wasser, durch tönende Schwingungen haben Versuche von Lehmann und Kundt ergeben.

Das Spaltensystem der Teplitzer Thermen kann man als ein ungemein langes mit stark gesättigter Gaslösung erfülltes Rohr betrachten. Jedes Erdbeben ruft elastische Schwingungen der Gesteinsmassen hervor, welche den tönenden Schwingungen der Glassäule vergleichbar sind und eine spontane Entladung von Gasmassen, verbunden mit einem plötzlichen Aufquellen der Flüssigkeit, hervorrufen können. Das Aufquellen muss um so heftiger sein, je länger das Rohr ist. Durch die Betrachtung der folgenden Punkte wird es klar, dass sich der Vorgang in viel heftigerer Weise abspielen kann bei den Bewegungen der Erdkruste, welche ein entferntes, aber weit heftigeres Erdbeben verursacht, als bei der Erschütterung eines schwächern lokalen Erdbebens, wenn auch letztere am Beobachtungsorte vom Menschen stärker vernommen wird als jene.

1. In den neuern Erfahrungen über die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Erdbeben und deren Zunahme mit zunehmender Entfernung vom Epizentrum hat die Theorie von A. Schmidt, welche den Wellenstrahlen nach oben konkave Bahnen zuschreibt, Bestätigung gefunden. In einer Entfernung von 2240 *km* vom Epizentrum, das ist die Entfernung zwischen Teplitz und Lissabon, — gewiss weit jenseits des Wendepunktes der Hodographenkurve — werden die Stossstrahlen, welche infolge der zunehmenden Elastizität der tiefern Erdschichten im Bogen nach oben reflektiert werden, in nahezu senkrechter Richtung emporsteigen und das Thermalspaltensystem von Teplitz bis in enorme Tiefen in Schwingungen versetzen. Bei den schwächern lokalen Beben werden hingegen die Stossstrahlenkurven nicht in so weitem Bogen gegen die Tiefe ausholen, und werden nur die obern Teile des Spaltensystems die Erschütterung erleiden; das schwingende Rohr wird kürzer und deshalb die Menge der ausgeschiedenen Gase vielleicht nicht gross genug sein, um ein merkliches Aufwallen der Therme zu verursachen.

2. Die tiefern Schichten der Erdkruste besitzen infolge des auflastenden Druckes eine höhere Elastizität, die durch die hohe Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbeben in den grössten Entfernungen nachgewiesen wird. Mit der grössern Fortpflanzungsgeschwindigkeit ist eine kleinere Amplitude der Schwingungen verbunden; und es mögen dieselben dadurch in ihren Wirkungen auf die übersättigte Gaslösung den wirksamern Schallschwingungen näher stehen als die stärkern Ausschläge an der Oberfläche, welche den eigenen Elastizitätsverhältnissen der obersten Erdschichten entsprechen und für den Beobachter weit fühlbarer sind als die Bewegungen in tiefen Schächten oder in Bergwerken. So mögen auch die anders gearteten Schwingungsformen, welche bei entfernten Erdbeben in den tiefern Regionen ihren Einfluss auf die Therme ausüben, das Aufquellen derselben begünstigen.

3. Der bedeutsamste Punkt, welcher zu gunsten der stärkern Wirkung eines entfernten Bebens spricht, ist die Dauer der Bewegung. Im Zentrum eines Bebens werden, wie man annimmt, verschiedene Formen von Schwingungen, longitudinale und transversale Wellen erzeugt, welche nach physikalischen Gesetzen sehr verschiedene Fortpflanzungsgeschwindigkeiten besitzen; in dem unvollkommenen, elastischen Medium dürften auch die verschiedenen Amplituden die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen beeinflussen, dazu kommen noch vielleicht mannigfache Reflexionen an Gesteinsklüften, und so erklärt sich die an den empfindlichen Seismometern allgemein erkannte Thatsache, dass die Erschütterungen mit zunehmender Entfernung an Dauer zunehmen, und dass z. B. ein starkes Erdbeben in Japan die Seismometer in Strassburg oder in Laibach während mehrerer Stunden in Bewegung erhalten kann. Ohne Zweifel muss bei dem Erdbeben von Lissabon die Bewegung des Bodens, wenn auch für die Einwohner nicht fühlbar, bereits durch einen längern Zeitraum angedauert haben. Einen mir vorliegenden Bericht über die Wahrnehmung des Erd-

bebens in Glückstadt, einem Städtchen bei Altona in derselben Entfernung von Lissabon wie Teplitz, kann man als eine Bestätigung des eben Gesagten betrachten, und zwar um so mehr, als er ohne Zweifel ganz ohne jede Voreingenommenheit und ohne Kenntnis der Theorie abgefasst worden ist. Er lautet:

»Die Erdbewegungen, welche man am ersten dieses Monats zu Glückstadt verspühret hat, ist auch noch an vielen Orten dieses Landes bemerket worden. Insonderheit hat man hier an eben dem Tage des Mittags zwischen 11 und 12 Uhr, in dem Eiderfluss, der die hiesige alte und neue Stadt voneinander scheidet, und der wegen des etliche Tage zuvor gehabten Ostwindes sehr niedrig gewesen, ein ganze ausserordentliche Bewegung und Brausen verspühret, und zu gleicher Zeit haben viele Menschen, welche dem Gottesdienst in der dasigen neuen Kirche beigewohnet, die ziemlich starke Bewegung der am Gewölbe besagter Kirche hangenden drey Cronenleuchter, wovon ein jeder 2000 Pfund wiegt, ganz deutlich wahrgenommen. Diese Bewegung, welche beinahe eine Stunde gedauert, ist dem Augenscheine nach von Norden nach Süden gewesen. Der über den Taufstein hangende Zierrath aber hat sich, weil er vermuthlich leichter gewesen, weit heftiger, als jene, bewegt und dabei ganz unordentlich hin und her geschwankt.«

Die schweren Kronleuchter haben sich ähnlich verhalten, wie die mit schweren Gewichten behangenen Pendelseismometer und haben wie diese eine länger andauernde Bewegung gezeigt. Die Teplitzer Thermalquellen zeigen sich nun als ein eigentümliches Seismometer für sehr entfernte Erschütterungen von unnachahmbarer Konstruktion. Die lange Dauer der Vibration hat ohne Zweifel die Gasausscheidung in hohem Grade befördert, so dass vorübergehend ein geysirähnlicher Zustand eintrat, der vielleicht das Wasser zu wiederholten Wallungen veranlasste.

Der anscheinend verlässlichste Bericht über die Erscheinung, den Laube zitiert, stammt aus den »physikalischen Betrachtungen über Erdbeben, 1756«:

»Als am 1. November 1755 gegen 12 Uhr der Bademeister nach seiner Gewohnheit das Haupt- oder Bürgerbad besichtigte, in welchem sich eben drei badende Personen befanden, und von ungefähr auf die Röhren gesehen, wo das Wasser seinen Ursprung herleitet, hat er wahrgenommen, dass solches ganz trüb gewesen, auf einmal aber ausgeblieben; kaum wenige Minuten hernach ist es aber blutrot und gewaltig dick hervorgequollen. Der Bademeister fing von diesem Wasser einige Kannen auf und brachte es dem Primator, der sich sogleich mit ihm zum Bade verfügte. Nach $^1/_4$ Stunde hatte sich das Wasser wieder völlig aufgeklärt und war dann ferner so klar und warm wie vorher, nur quoll es viel stärker, wenn nämlich sonst die abgelassenen Bäder acht Stunden Zeit zum Füllen brauchten, so wurden sie jetzt in vier Stunden vollkommen gefüllt. . . .«

Ein anderer Bericht sagt, dass das »weitberühmte mineralische Badwasser denselben Vormittag ungefähr zwischen 11 und 12 Uhr eine merkliche Veränderung erlitten und sich um das alterum tantum vermehret hat; indem dieses Wasser von dem Ursprung, wo es herausquillt, auf einmal schäumend und nachgehends sehr trüb geworden, bald darauf aber gar ausgeblieben ist. Endlich nach Verlauf etlicher Minuten kam solches wieder mit einer solchen Heftigkeit, dass es ganz dick und blutrot gewaltig herfür geschossen. Doch Nachmittag, hat sich solches wieder aufgeklärt und so vermehrt, dass . . . (wie oben).«

Schon der erste der beiden Berichte lässt vermuten, dass der Hauptwallung noch eine erste vorangegangen war, welche die vom Badewärter bei seinem Eintritte bemerkte Trübung verursacht hatte. Der zweite Bericht, dem die Aussagen einer der drei im Bade befindlichen Personen zu Grunde liegen mag, lässt nun über diese Vermutung keinen Zweifel mehr. Es mag zuerst eine Wallung der obersten Wasserschichten erfolgt sein, welche die Ockerabsätze mit sich gerissen und die Trübung hervorgerufen hatte. Der plötzliche Ausfluss hatte ein Defizit von Wasser in dem Bassin zur

Folge, an welchem schon damals zwei Ausflussöffnungen in Form von Löwenköpfen angebracht waren; es erfolgte ein vorübergehender Stillstand der Quelle. Die Blasen, welche in den grössern Tiefen der Wassersäulen zur Ausscheidung gelangt waren, benötigten einige Zeit zum Emporsteigen, und um sich zu einer entsprechenden Menge anzureichern, bis sie dem Drucke einer grössern Wassersäule gewachsen waren, und diese hinausschiebend die Hauptwallung verursachen konnten.

Ein kleine Umschau in der Erdbebenlitteratur lehrt bald, dass ähnliche Erscheinungen durchaus nicht selten beobachtet wurden; um so weniger ist ein Grund vorhanden, an dem Zusammenhange der Teplitzer Quellenstörung mit dem Lissaboner Erdbeben zu zweifeln. Hier und da wurde eine gesteigerte Gasentwickelung bemerkt, was nur als eine Bestätigung des oben Gesagten gelten kann. Die häufig berichtete Zunahme der Temperatur erklärt sich dadurch, dass bei einer plötzlichen Wallung des Wassers tiefere Wasserpartien, welche frei sind von Beimengungen des Grundwassers, zu Tage gefördert werden. Nach theoretischer Voraussetzung soll das plötzliche Freiwerden grösserer Gasmengen, ebenso wie eine rasche Verdunstung, eine Abkühlung zur Folge haben; in wie weit in den einzelnen Fällen, in denen eine Abkühlung der Thermen gemeldet wird, diesem Einflusse oder einer vorübergehend vermehrten Beimengung von wildem Wasser zuzuschreiben ist, können in dem einzelnen Falle nur genaue örtliche Untersuchungen lehren. Es ist leicht denkbar, dass an Gasen nur wenig übersättigte, ruhiger fliessende Quellen, wie die Thermen von Teplitz für den Einfluss der Vibration bedeutend empfindlicher sind, als solche, die durch beständige, reichliche Gasentwickelung sich in fortwährender kochender Bewegung finden, wie die Thermen von Karlsbad. Man kann sicher erwarten, dass die erstern die Störungen durch ein Erdbeben viel deutlicher zu erkennen geben als diese.

Nicht selten ist auch ein Einfluss entfernter, nicht vulkanischer Beben auf das Wiedererwachen der Thätigkeit von schlummernden Vulkanen behauptet worden. Wenn ein solcher Zusammenhang thatsächlich existiert, was bis heute noch nicht als erwiesen gelten kann, so kann man nach dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse nur auf einen ähnlichen Zusammenhang denken, wie der zwischen Erdbeben und Thermalquellen. Die Lehre von der Physik der Eruptionen schreibt den gewaltigen Auftrieb der emporsteigenden Magmen allein der Expansivkraft der durchtränkenden Liquida zu, das ist dem im Magma gelösten und unter gewissen physikalischen Bedingungen in höherem Grade frei werdenden Gase. Es scheint mir immerhin der Gedanke einer Berücksichtigung wert, dass die in tiefen Schloten angestauten Lavamassen eines Vulkanes unter gewissen Bedingungen durch das lange andauernde Erzittern bei einem entfernten, aber heftigen Erdbeben zu einem stärkern Aufkochen und zu einer anscheinend spontanen Eruption veranlasst werden können.

Das Erdbeben im Vilajet Smyrna am 21. September 1899.[1]) Der erste Stoss dauerte ungefähr 15 Sekunden und ging von SO nach NW. Die grosse Uhr der griechischen Kathedrale in Smyrna blieb sofort stehen, es war 4 Uhr nachmittags. Es ist auffallend, dass die Stadt Smyrna selbst unter diesem Erdstosse, der unter der Bevölkerung die grösste Panik hervorrief, nicht gelitten hat. Desto entsetzlicher sind die Schäden und der Verlust an Menschenleben im Vilajet. Ein zweiter schwächerer Stoss erfolgte nach 10 Uhr, und er umfasste einen grossen Teil Kleinasiens, sowie mehrere Inseln des Archipels. Horizontal zu Beginn und vertikal am Ende folgten

[1]) Gaea 1900. p. 57.

den ersten Stössen sechs weitere, begleitet von dumpfem, unterirdischem Donner. An mehrern Orten in der Umgebung von Smyrna wurde das Erdreich 20 *cm* bis 1 *m* 80 *cm* herausgehoben, und schwache Auswühlungen zeigen fast überall die Richtung der Erdstösse. Am verheerendsten war ihre Wirkung in der Stadt Aïdin. Mehr als 300 Häuser sind dort dem Erdboden gleich und gegen 400 Häuser halb zerstört worden. Das Entsetzen der Bevölkerung war furchtbar. Alles flüchtete in wahnsinniger Furcht ins Freie. Aus den verschütteten Häusern sind bis jetzt 52 Leichen zu Tage gefördert worden, doch sollen noch dreimal soviel Leute abgängig sein. Zwei Minarets der grossen türkischen Moscheen und die Riesenschornsteine der Maschinenfabrik Atkinson stürzten unter furchtbarem Getöse ein. Die griechische Kirche St. Haralambo und zwei Synagogen sind Trümmerhaufen. Die Brücken über den Mäander haben starke Beschädigungen erlitten oder sind, wie die Brücken zwischen Aïdin und Tchena und bei Kemer, gänzlich zerstört. In Omurlu bei Aïdin fielen die griechische Kirche und 20 Häuser ein, und zehn Menschen verloren das Leben, im Sultan-Hissar und Carabumar kamen je vier Menschen um, und mehrere Häuser stürzten ein. In Denizli und Sovudje sind die Schäden sehr bedeutend, aber glücklicherweise ist dort kein Verlust an Menschenleben zu beklagen.

In Kemer ereignete sich ein interessantes Phänomen. Die Stadt wurde vollständig entzwei gespalten und ist von der einen nach der andern Seite nicht passierbar. In Alachehir litten am meisten die von den ersten Kreuzfahrern errichteten Befestigungsmauern, welche fast vollständig eingefallen sind. Es wurden getötet in Kiosk drei Personen, in Sultan Hissar 20, Aktsche 42, Kujudjak 20, Ortaksche 50, Sarakoei 41, Jeni Bazar 18, Bezdoghan 40, Karadjaviran 11, Karassu 9, Hamzeli 17 und Perlepe 17 Personen. Aus allen diesen Orten werden grosse Verheerungen gemeldet. In Nazly wurde die Altstadt total zerstört, und in der Neustadt liegt die Hälfte der Häuser in Ruinen, wobei 47 Personen getötet und eine grosse Zahl schwer verwundet wurde. Nicht weit von Aïdin wurden die Eisenbahnschienen in einer Länge von 200 *m* 5 Fuss weggeschleudert.

Die Erdbeben im Ostindischen Archipel 1899. Nach den Mitteilungen des Kgl. niederl. meteorologischen Observatoriums zu Batavia[1]) sind folgende Tage durch Erdbeben bezeichnet:

3. Januar Timor, 11. Preanger, Residentie, 12. Ternate, 15. Preanger, 18. Preanger, 19. Ternate, 21. Preanger, 22. Amboina, 23. Amboina, 25. Amboina, 26. Benkoelen (Sumatra), 28. Amboina, 29. Amboina, 30. Benkoelen, Preanger, 31. Atjeh, Benkoelen, Palembang.

---

[1]) Natuurkundig Tijdschrift voor Ned.-Indië 60. afl. 2. Weltevreden 1900.

5. Februar Preanger, Bantam, 11. Amboina, 12. Preanger, 13. Amboina, Preanger, 18. Lampongsche Distrikte (Sumatra), 19. Amboina, 25. Timor, 27. Amboina, 28. Amboina.

1. März Benkoelen, 2. Palembang, Benkoelen, Amboina, 3. Celebes, 4. Celebes, 8. Amboina, 16. Amboina, 19. Palembang, Ternate, 21. Benkoelen, 23. Amboina, 24. Amboina, 27. Amboina, Banda-Inseln, 31. Pasoeroean (Java).

1. April Amboina, Banda-Inseln, 2. Amboina, Banda-Inseln, 3. Amboina, Preanger, 4. Preanger, 5. Amboina, Preanger, Palembang, 6. Benkoelen, Palembang, 11. Amboina, 12. Amboina, Banda-Inseln, Bali, 13. Bali, Banjoewangi, 18. Amboina, 21. Amboina, Ternate, Amboina, 22. Amboina, 23. Soerakarta, Amboina, Celebes, 24. Cheribon, Preanger, 25. Tapanoeli, Amboina, 26. Amboina.

1. Mai Banjoemas, Preanger, Cheribon, 2. Preanger, Amboina, Banda-Inseln, Soerakarta, 8. Preanger, 9. Preanger, 15. Preanger, Amboina, 16. Preanger, Cheribon, Bagelen, Banjoemas, Celebes, Amboina, Banda-Inseln, 20. Cheribon, Palembang, 21. Menado, 22. Preanger, 26. Preanger, Bantam, 27. Preanger, Palembang, Benkoelen, Ternate.

2. Juni Tapanoeli, 5. Amboina, 6. Tapanoeli, 8. Westen, 9. Tapanoeli, 12. Ternate, 14. Amboina, 19. Preanger, 24. Tapanoeli, 25. Menado, Preanger, Lampongs, 28. Tapanoeli, 30. Tapanoeli.

1. Juli Celebes, 6. Bantam, 9. Tapanoeli, 12. Ternate, 14. Amboina, 15. Amboina, 18. Amboina, 19. Palembang, 20. Tapanoeli, 24. Preanger, 25. Preanger, Banjoemas.

8. August Celebes, 9. Sumatras Westküste, Amboina, 10. Ternate, 11. Preanger, Ternate, 12. Amboina, 14. Amboina, Ternate, 16. Ternate, 19. Soerakarta, 21. Amboina, 22. Amboina, Ternate, 26. Preanger, 27. Amboina.

5. September Preanger, 11. Preanger, Banjoemas, Cheribon, 12. Amboina, 14. Bali, 18. Preanger, 20. Celebes, Bali, 21. Preanger, 25. Celebes, Bali, 27. Celebes, 29. Ternate, 30. Amboina, Ternate, Celebes.

1. Oktober Celebes, 2. Amboina, 6. Preanger, 7. Amboina, 14. Atjeh, 15. Timor, 16. Preanger, Sumatras Westküste, 17. Amboina, 23. Ternate, 24. Ternate, Timor, Amboina, 25. Ternate, 28. Preanger, 29. Preanger, Cheribon, 30. Celebes, Preanger, 31. Preanger.

3. November Ternate, 5. Benkoelen, Amboina, 6. Preanger, 7. Sumatras Westküste, 8. Timor, Amboina, 9. Ternate, 12. Benkoelen. Amboina, 13. Preanger, Amboina, 14. Preanger, Celebes, 15. Preanger, 16. Preanger, Cheribon, 17. Preanger, 19. Preanger, 20. Amboina, 25. Cheribon, 28. Preanger.

2. Dezember Preanger, 5. Amboina, 12. Preanger, 14. Ternate, 17. Ternate, 21. Preanger.

Das bedeutendste Erdbeben war dasjenige in der Nacht vom 29. zum 30. September auf Ceram. Es ist von den seismographischen Apparaten zu Batavia, der Insel Wight und Strassburg registriert

worden. Der Anfang zu Batavia war um $17^h\,7.3^m$ mittl. Zeit von Greenwich. Das Epizentrum lag nach Verbeek in 128° 30′ östl. L. und 3° 10′ südl. Br. Als Zentrum des Erdbebens ergiebt sich aus den beobachteten Stossrichtungen das bergige Gebiet nahe der Bai von Elpapoeti, wo auch die Verwüstungen am schwersten waren. Von hier aus erfolgte der Stoss radial nach allen Richtungen hin, vornehmlich nach Ost und West, wahrscheinlich längs einer grossen Bruchlinie, die auch schon in der Topographie der Insel Ceram deutlich zum Ausdrucke kommt. Wir haben es hier also mit einem tektonischen Erdbeben zu thun. Ausser auf Ceram war der Stoss auch bemerkbar auf Banda, Ambon, den Kei- und Sulu-Inseln, Ternate, Halmahera und auf Celebes. Auf den südlicher gelegenen Inseln dagegen war nichts wahrzunehmen. Der Stoss selbst gehörte zu den mittelheftigen, genügte aber, um die aus losem diluvialen und alluvialen Materiale bestehenden Teile der Küste teilweise zum Sturze ins Meer zu bringen, wodurch, verstärkt durch die Schwankungen des Seebodens, infolge der plötzlichen Wasserverdrängung eine mächtige Wasserwelle von 1.7 bis 9 *m* Höhe sich unter gewaltigen Verwüstungen in das Land ergoss. Der Schaden an Menschenleben und Eigentum war ein ganz gewaltiger; es wurden getötet etwa 3852, verwundet gegen 549 Menschen, der Materialschaden beträgt etwa 238150 fl.

Statistik der japanischen Erdbeben. Über die Erdbeben des an Erschütterungen so reichen Japan ist unter Leitung des verstorbenen Prof. Sekiya ein Katalog zusammengestellt worden, der nun durch F. Omori veröffentlicht wird.[1]) Derselbe umfasst die Berichte über 1898 Erdbeben, die in 1451 Jahren, und zwar von 416 bis 1867, das Land heimgesucht haben, wobei jedes grosse Erdbeben mit seinen Nachstössen als einzelnes Beben gezählt ist. Obwohl bei einem so langen Zeitraume die Zuverlässigkeit der Angaben nicht gleich bewertet werden kann, was sich schon dadurch deutlich kenntlich macht, dass die alten Nachrichten sich vorzugsweise auf die Hauptstadt konzentrieren, so sind die statistischen Daten, welche F. Omori in einer besondern Abhandlung aus dem Kataloge ableitet, gleichwohl nicht ohne Interesse.

In dem Kataloge sind bezüglich der Intensität der Erdbeben drei Grade unterschieden: schwache Erdbeben, in denen weder Beunruhigungen der Bewohner, noch Schaden entstanden; starke Beben, welche die Bewohner aus den Häusern trieben und Durcheinanderfallen der Möbel wie Spalten in Mauern erzeugten, und zerstörende Erdbeben mit Spalten des Bodens, Einstürzen von Häusern, Verlusten an Menschenleben. Bei der Beurteilung alter Nachrichten wurden die Beben als zerstörende registriert, wenn sie

---

[1]) The Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo 1899. **11.** p. 389.

als solche beschrieben waren, ferner wenn sie zwar nur als gross aufgeführt waren, aber eine sehr weite Ausdehnung und sehr zahlreiche Nachstösse gehabt hatten, und wenn sie aus entlegenen Gegenden als gross geschildert waren; hingegen wurden grosse Erdbeben aus der Hauptstadt, bei denen die Zerstörung nicht besonders erwähnt war, nur als starke gerechnet.

Die Gesamtzahl der zerstörenden Erdbeben in Japan, bis Ende 1898 gezählt, beträgt 222, von denen die ersten drei Jahrhunderte nur sehr wenige melden. Auf die Zeit bis 678 entfallen nur zwei Erdbeben. Ein Schluss auf die Häufigkeit der zerstörenden Erdbeben kann jedoch nur aus den drei letzten Jahrhunderten mit einiger Wahrscheinlichkeit abgeleitet werden; hierbei zeigt sich, dass für ganz Japan etwa in $2^1/_2$ Jahren durchschnittlich ein solches zu erwarten ist.

Die Verteilung der zerstörenden Erdbeben über das Jahr zeigt ein monatliches Maximum im August (32) und ein Minimum im Januar (10). Nach den Jahreszeiten berechnet, ergiebt sich ein Maximum (74) im Sommer und ein Minimum (45) im Winter; Frühling und Herbst stehen dem Winter ziemlich nahe. Vergleicht man mit diesem jährlichen Gange den Gang der gewöhnlichen, nicht destruktiven Erdbeben, so findet man für letztere ein Maximum im Mai und die geringste Zahl im Juni, Juli, August und September; nach Jahreszeiten zeigt der Frühling ein Maximum, der Sommer ein Minimum. Somit fällt das Minimum der gewöhnlichen Erdbeben mit dem Maximum der zerstörenden Beben zusammen.

Über die Verteilung der zerstörenden Erdbeben in historischer Zeit lassen sich Schlussfolgerungen nur schwer ableiten wegen der Ungleichmässigkeit der Berichterstattung. Gleichwohl macht sich eine auffallende Tendenz zu Gruppenbildungen geltend; so traten z. B. zwischen März 1644 und August 1649 neun zerstörende Erdbeben auf, so dass alle acht Monate durchschnittlich ein solches beobachtet wurde; zwischen 1659 und 1670 trat eins alle $12^1/_2$ Monate auf; zwischen 1853 und 1858 eins alle neun Monate, und zwischen 1889 und 1898 gab es durchschnittlich ein zerstörendes Beben alle zehn Monate. Die grösste Zahl in einem Jahre, nämlich drei, weisen die Jahre 1649 und 1662 auf.

Die geographische Verbreitung der zerstörenden Erdbeben über die japanische Inselgruppe, welche bekanntlich einen Bogen bildet, dessen Konkavität dem Japanischen Meere zugekehrt ist, lässt sich wie folgt zusammenfassen: Die Provinzen der konkaven Seite des Bogens werden fast nur durch lokale Stösse gestört, während die an der konvexen oder pazifischen Seite des Bogens oft durch grosse, nicht lokale Beben erschüttert werden, deren Ursprung im Ozean gelegen ist. Von den Provinzen des Zentralteiles der Hauptinsel werden vier: Minu, Shinauo, Shimotsuke und Iwashiro oft der Sitz lokaler, destruktiver Erdbeben, während die beiden andern Pro-

vinzen Kotsuke und Hida sehr selten von zerstörenden Erdbeben erschüttert werden.

Eine besondere Diskussion der Erdbeben von Kyoto, welche 1070 Jahre lang, von 797 bis 1867, die Hauptstadt des Landes gewesen, ergiebt gleichfalls für den jährlichen Gang der destruktiven und starken Erdbeben ein Maximum im August, ein Minimum im Februar und eins im September, während die kleinen Erdbeben ihr Maximum im März und ihr Minimum im September aufweisen.[1])

Das grosse japanische Erdbeben vom 31. August 1896 ist im Auftrage der Japanischen Regierung von Prof. Dairoko-Kikodi und Dr. N. Yamasaki an Ort und Stelle untersucht worden. Der Letztgenannte hat nun die Ergebnisse dieser Untersuchungen veröffentlicht.[2])

Im nördlichsten Teile der grossen Insel bildet die nach dem 1133 *m* hohen Gipfel genannte Bergkette Mahiru die Wasserscheide zwischen dem japanischen Meere und dem grossen Ozean. Westlich von ihr dehnt sich die mit Reisfeldern bedeckte fruchtbare Ebene des Omono-gawa aus, ostwärts fliesst der Kitakami und jenseits desselben, der Mahiru-Kette parallel, erhebt sich die Nakayama-Kette. Das fruchtbare Längsthal zwischen beiden führt den Namen das Waga-Thal. Nördlich von der Mahiru-Kette erheben sich viele vulkanische Gipfel, darunter der 1585 *m* hohe thätige Vulkan Koma-ga-take mit doppeltem Krater, sowie östlich der 2070 *m* hohe isolierte Kegel Ganju-san.

Schon 9 Tage vor der Haupterschütterung wurden einige Provinzen von Nord-Japan durch leichtere Erschütterungen des Bodens beunruhigt, auch am 31. August gingen dem Hauptstosse mehrere schwache Beben vorauf, dann erfolgte die Katastrophe einige Minuten nach 5^h abends, mitteljapanische Zeit (Zeit des 135° östl. L. v. Gr.). Starke magnetische Störungen gingen dem Erdbeben vorauf, sie traten zuerst ein an denjenigen Stationen, die dem Epizentrum am nächsten liegen, später an den entferntern.

Es ist, sagt Dr. Yamasaki, nicht gewöhnlich, dass einem grossen Erdbeben einige Erdbeben vorhergehen. Bei diesem Riku-U-Erdbeben war man durch die Anzeichen vorbereitet. Die verhältnismässig geringe Anzahl der Toten bei dieser heftigsten Katastrophe erklärt sich daraus, dass damals die Bauern zum Teil noch nicht vom Felde nach Hause zurückgekehrt waren, und viele andere Leute, die durch eine 20 Minuten vor dem grössten Stosse stattgehabte Erschütterung aus den Häusern getrieben wurden, sich noch im Freien befanden.

Es ist nicht ungewöhnlich, dass einem starken Erdbeben einige schwächere folgen, und je stärker das Hauptbeben ist, desto häufiger sind die Nachbeben. Auch das in Rede stehende Erdbeben war von vielen Nachbeben begleitet, deren Zahl und Stärke sich allmählich von Tag zu Tag verminderte. Als Ursache dieses Erdbebens hat Dr. Yamasaki zwei lange Bruchlinien entdeckt. »Bei dem grossen Mino-Owari-Erdbeben im Jahre 1891 bemerkte Prof. Kotō eine lange Bodenspalte quer durch die Zentralkette von Japan. Dieses Erdbeben war also ein typisches Querbeben. Die Spalten des Riku-U-Erdbebens gehörten zu einer andern Art. Sie liegen beiderseits längs der Gebirgsaxe der Zentralkette, und so bietet

[1]) Naturwissenschaftliche Rundschau 15. p. 269.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1900. p. 249.

dieses Erdbeben ein Beispiel von Längsbeben, die verhältnismässig sehr selten vorkommen. An den Aussenflügeln der beiden Bruchlinien hatte sich das Land um einige Meter gesenkt. Ich habe die Spalte an der Ostseite Kawafune-Spalte und die an der Westseite Senya-Spalte genannt, nach den Orten, an denen sie besonders gut entwickelt waren. Als Dislokationsbeben war die Erschütterung über ein weites Gebiet verbreitet, wie dies immer der Fall ist. Der Stoss war sehr heftig in den grössten Teilen der zwei Provinzen Ugo und Rikuchū. Das starke Beben pflanzte sich bis nach Hakodate im N und nach Yamagata im S fort, während es im SO bis nach Ishinomaki an die Mündung des Kitakami ging. Im SW reichte es noch weiter, bis nach Niigata am Japanischen Meer, und sogar die Stadt Nagano auf dem Hochlande von Shinano, welche ca 360 *km* von dem Epizentrum entfernt liegt, wurde in diesen Kreis einbezogen. Weniger starke und ganz schwache Erderschütterungen fanden an verschiedenen Stationen in Japan statt. Die entlegenste derselben ist Sakai bei der Stadt Matsue am Japanischen Meer, die ungefähr 800 *km* südwestwärts vom Epizentrum liegt. Die mikroskopische Bewegung war noch weiter verbreitet und wurde mit dem Rebeur'schen Horizontalpendel an verschiedenen Stationen in Europa beobachtet.«

Aus den italienischen Beobachtungen hat Prof. Omori in Tokio die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Bewegung berechnet: 13.4 *km* in einer Sekunde für die erste Welle, 6.77 *km* für die zweite Welle und 3.05 *km* für die dritte oder Hauptwelle.

Was die beiden Spalten zwischen der Mahiru-Kette und den beiderseitigen Geländen anbelangt, so bemerkt Dr. Yamasaki darüber folgendess

»Die Kawafune-Spalte an der Ostseite der Mahiru-Kette und läng des Waga-Thales erstreckte sich ungefähr 15 *km* lang. Das Land wurde durch sie plötzlich zerrissen und in zwei Stufen geteilt, deren Niveauunterschied bis zu 2 *m* beträgt. Ein Tourist, der später hierher kommen wird und mit der Ursache dieser Landgestaltung nicht vertraut ist, könnte sie für eine Flussterrasse des Waga oder seiner Nebenflüsse halten. Die Spalte beginnt am Nordende des Thales bei Ōarasawa am Abhange eines Berges und erstreckt sich seinem Fusse entlang durch das Flachland gen S. Ebene Reisfelder waren nun in eine östliche, um 2 *m* tiefer liegende Stufe, und in eine westliche geteilt. Ein auf dem Berge entspringender Bach änderte seinen Lauf und floss nun über die gesunkenen Reisfelder hin. Die Spalte zieht sich weiter in zwischen S 10° W und S 30° W schwankender Richtung durch die Ackerfelder, Wiesen und Hügel. In einem Dorfe ging sie durch einen Fischteich, dessen sämtliche Bewohner in diesen gewaltigen Riss hineingezogen worden waren. Die Dislokation fällt gewöhnlich schroff ab und nur zuweilen ist sie sanft absteigend und bildet dann eine schiefe Ebene mit zerrissenen Abhängen. Kleine stapelförmige Verwerfungen wurden hier und da beobachtet, bei welchen die Risse immer $^1/_2$—$^3/_4$ *m* breit waren. Bei dem Dorfe Kawafune läuft die Spalte zwei Mal quer durch den Weg. In beiden Fällen verschoben sich die durchschnittenen Wegeteile voneinander. Die innere Strecke lag über 1 *m* höher und um 1 *m* ostwärts verschoben gegenüber dem äussern Flügel. Ungefähr 3 *qkm* Reisfelder in diesem Gebiet, welche früher von dem Bache Yokokawa bewässert worden waren, verloren durch die Niveauveränderung das Wasser und blieben nun gänzlich trocken. In diesem Dorfe wurde eine Hütte, unter welcher gerade die Spalte durchging, vollständig auf den Kopf gestellt, merkwürdigerweise ohne besondere Beschädigung. Die Dislokationslinie erstreckte sich weiter südwestwärts von Kawafune über den Fluss Waga-Kawa bis nach dem Takatosawayama, einem Zweige der Mahiru-Kette. An dem Fusse des Berges biegt die Spalte gegen S 70° W und dringt durch den Berg, welcher zu dicht bewaldet und zu steil ist, um die Spur der Spalte weiter zu verfolgen. Aber die Dislokation erscheint wieder an der andern Seite des Höhenzuges und zieht sich quer

durch das Nebenthal Matsukawa des Waga-Thales in genau gleicher Richtung. Sie verschwindet wieder, und nochmals findet sie sich auf dem ziemlich hohen Abhang westlich von dem Dorfe Ōta.

Die Länge des Bruches von Ōarasawa am Nordende bis Ōta im S beträgt ca. 15 *km*, und die ununterbrochene Länge zwischen Ōarasawa und Takatosawa-yama über 7 *km*. Sie kommt in beiden Richtungen weiter nicht zu Tage, aber aus den eigenartigen Veränderungen des Bodens und den Beschädigungen der Gebäude erkennen wir die unterirdische Fortsetzung des Bruches.

Die Senya-Spalte. Die an der Westseite der Mahiru-Kette entstandene gewaltige Spalte ist viel länger als die Kawafune-Spalte und spielt die interessanteste und wichtigste Rolle bei diesem Erdbeben. Ihr Nordende findet sich 1 *km* östlich von Obonai an dem Fusse des schon früher genannten Passes Sengan-oge. Sie durchquert die Landstrasse und setzt sich weiter in der Richtung S 10° W durch Wiesen und Ackerfelder fort. Die Gelände senken sich an der Westseite der Verwerfung, ganz im Gegenteil zu der Kawafune-Spalte. Der Niveauunterschied im N ist zuerst 1 *m* und steigt weiter südwestwärts bis zu 2 *m*. Die Spalte läuft durch das Dorf Mukō-Obonai, welches schrecklich zerstört wurde. Dann geht sie bei Uzumaki (Wasserwirbel) quer durch den Tama-gawa, einen grossen Nebenfluss des Omono. An dieser Stelle bildete früher der Fluss rauschende Stromschnellen, welche nicht mehr zu sehen waren, da das Flussbett am Oberlaufe sich an der Aussenseite der Dislokation befindet und sich einige Meter gesenkt hatte.

Die Spalte zieht sich an dem rechten Ufer des Flusses hin, welcher von dort südwestwärts eine ungefähr 20 *km* lange, tiefe Schlucht bildet. An diesen steilen Abhängen tritt sie nicht so deutlich hervor wie im Flachlande. Zahllose Bergstürze fanden an beiden Steilufern des Flusses statt. In Shiroiwa am Ende der Schlucht erscheint die Spalte auf einer Grasfläche wieder. Sie läuft dann quer über den Fluss und verursachte eine grosse Störung am Südufer. Von dort gen WSW zieht sie sich 25 *km* lang ohne Unterbrechung bis nach Kanezawa. Sie hält sich immer an dem Fusse der Mahiru-Kette und an dem Rande der Alluvialebene, wo die Zerstörung überall gewaltig ist. In Shiroiwa bildete sich ein parallel zur grossen Spalte laufender Riss an dem Abhange eines Hügels, und die Partie unter demselben stürzte in die Ebene hinab. Der Niveauunterschied in Konuma beträgt wenigstens $2^1/_2$ *m*, und die flachen Reisfelder an der Spalte boten ein verworrenes, wellenartiges Bild. Wo die Zerreissung nicht plötzlich war, bemerkte man oft viele Risse oder lange Reihen von Bodenerhebungen, ähnlich gewaltigen Maulwurfshügeln, auf der Grasfläche am Südufer des Sainaigawa und auf dem Hügel Ichijōji hatten sich solche Erscheinungen sehr auffallend entwickelt. Die Dörfer Ōta, Naniwa, Eitai wurden schrecklich verwüstet und letzteres brannte überdies nieder. Die Verwüstung war am grössten in dem Dorfe Senya. Eine Seite der Spalte hatte sich mehr als 3 *m* unter das Niveau der andern gesenkt, und ein Teil der höhern war infolgedessen heruntergestürzt und hatte eine Strecke des 2 *m* breiten Weges vollständig verschüttet. Reisfelder wurden durch viele grosse Risse zerstört und alle Häuser völlig zertrümmert. Die Spalte läuft südwestwärts weiter, $1^1/_2$ *km* östlich vom Städtchen Rokugō entfernt, das zum grössten Teil zerstört wurde. In Kemisawa sah man den Bodenriss nicht mehr, aber das Land hatte sich sanft abwärts geneigt. Die Spalte durchschneidet mit grossen Verwüstungen die Hauptstrasse bei einer Schule in Kanesawa. Bis dahin zieht die Dislokationslinie immer an der Grenze zwischen den Bergen und der Ebene, dann verschwindet sie vorläufig auf ungefähr 12 *km*, bis sie 1 *km* westlich vom Städtchen Yokote wieder zu Tage tritt. Von dort zieht sie durch die Mitte der fruchtbaren Ebene und bildet an einer von ihr durchschnittenen Strasse zwischen Yokote und Kakumagawa eine 1 *m* hohe Stufe. Weiter südwestwärts bemerkte ich hier

und da Spuren. In Sanbonyanagi, westlich von Yokote, war das flache Reisfeld in eine sanfte Terrasse verwandelt, während ich in Asamai, 10 *km* weiter in derselben Richtung, eine kleine, 1½ *m* hohe Spalte durch die Landstrasse sah, und auch wellenförmige Züge auf den Ackerfeldern bemerkte. Von dort tritt der Riss nicht weiter zu Tage; aber die bemerkenswerte Thatsache, dass die stark erschütterten Stellen sich in schmalen Zonen in derselben Richtung hinziehen, lässt die weitere unterirdische Fortsetzung der Dislokation erkennen, welche sich wahrscheinlich bis nach der Grenze zwischen den beiden Provinzen Uzen und Ugo hinzieht.

Kurz zusammengefasst, erstreckt sich also die Senya-Spalte 60 *km* lang von Obonai am Nordende bis Asamai im S, in der zwischen N 20° W und N 30° W schwankenden Hauptrichtung, während die vollständig ununterbrochene grosse Spalte zwischen Shiroiwa und Kanezawa eine Länge von 25 *km* hat, manchmal mit über 3 *m* hohem Niveauunterschiede der beiden Seiten.«

Noch auf einen merkwürdigen Umstand macht Dr. Yamasaki aufmerksam. Am 23. Oktober 1894 verwüstete ein heftiges Erdbeben die Stadt Sakata und verheerte die benachbarte Diluvialebene. Jene Stadt liegt südwestlich von dem Schauplatze der Verwüstungen am 31. August 1896. Als Ursache jenes Erdbebens erkannte damals Prof. Kotō eine Dislokationslinie, die er Yadare-sawa-Spalte nannte. Sie beginnt etwas südlich von Sakata und zieht nordostwärts in der Richtung auf die Senya-Spalte hin, so dass beide auf derselben Linie liegen, welche sich von der Mündung des Mogami-gawa am Japanischen Meere bis zur Zentralkette hin erstreckt. Weiter ist merkwürdig, dass bei der Yadare-sawa-Spalte sich die Nordseite gesenkt hat, an der Senya-Spalte die nordwestliche Seite (um 1—3 *m*), eine Thatsache, die Licht auf die nähern Beziehungen beider Bodenrisse wirft. »Es ist,« sagt Dr. Yamasaki, »eine Linie lockern Gefüges, welche in der Richtung SO—ONO sich ziemlich weit in Nord-Japan erstreckt, an der früher das Shōnai-Erdbeben (1894) und später das Erdbeben im August 1896 stattfand. Die ersten Anfänge des letztern begannen am 23. August 1896, acht Tage vor dem eigentlichen Eintreten der Katastrophe; doch ein weiteres Vorzeichen ist schon das grosse Erdbeben in der Shōnai-Ebene, welches bereits zwei Jahre vorher eintrat.

Ausser der Spaltenbildung ereigneten sich auch noch Bergstürze bei dem Erdbeben am 26. August 1896, meistens in der Mabiru-Kette. Die abstürzenden Felsmassen verursachten furchtbares Getöse, ähnlich fernem Donner. In verschiedenen flachen Gegenden entstanden viele kleine Kegelchen, sogenannte Landkrater, welche von dem aus kleinen Rissen zusammen mit Wasser herausgepressten Sand und Schlamm gebildet wurden. Die Fläche der Marschlandschaft und Reisfelder war wellenartig aufgeworfen.

7. Inseln.

Über die Bären-Insel berichtet Kessler, welcher der vom Deutschen Seefischerei-Vereine ausgerüsteten Expedition in das Nördliche Eismeer als Leiter der bergmännischen und kartographischen Arbeiten beigegeben war, das Folgende: Im Südosten der Insel steigt der Jammerberg beinahe senkrecht aus den Fluten und erreicht in drei Spitzen die Höhe von 483, 497 und 536 *m*, während sich im Süden der Insel der Vogelberg bis zur Höhe von 424 *m* erhebt. Der nordwestlich und nördlich von genannten Bergen gelegene grösste Teil der Insel hat keine nennenswerten Erhebungen aufzuweisen. Nur sanft zu mässiger Höhe aufsteigende Hügel aus Kalkstein, Mergel oder kieseligen Sandsteinen umschliessen zahl-

reiche Süsswasserseen, welche dem Meere zum Teil recht ansehnliche Flüsse zusenden, so den Haussfluss, dessen Wasser zwei grossen Seen, dem Hausssee und dem Lachssee, entströmen. Das Massiv der Insel ist aus sehr festem Gesteine zusammengesetzt, welches zwei verschiedenen geologischen Perioden angehört. Während die ältern Schichten teilweise, namentlich im Süden der Insel, sehr steil aufgerichtet sind, ist das jüngere Gebirge sehr flach und regelmässig gelagert. Das ältere Gestein führt wohl einige schwarz gefärbte, bituminöse Schiefer, aber keine Steinkohle. Das Kohlengebirge des nördlichen Teiles der Bären-Insel umschliesst nur ein durch seine Mächtigkeit abbauwürdiges Flötz. An der Ostküste erreicht die Kohle in zwei Bänken eine Mächtigkeit von 0.95 *m*. Das Mittel zwischen beiden Bänken führt noch mehrere kleine Kohlenbänke und ist aussergewöhnlich fest. Diese Härte des Zwischenmittels lässt es fraglich erscheinen, ob unter den örtlichen Verhältnissen daselbst ein lohnender Bergbau möglich ist. Jedenfalls bleibt der Kohlenabbau bei dem Klima der Insel, bei dem Fehlen der Häfen für grössere Schiffe, bei der Schwierigkeit der Beschaffung ausreichender und nicht zu teurer Arbeitskräfte, vor allem aber bei der Schwierigkeit preiswerten Absatzes ein Problem, an das nur mit äusserster Vorsicht herangegangen werden kann. Alle sonstigen Erfahrungen der Expedition über Verhältnisse allgemeiner Art, wie über Klima, topographische Eigenschaften der Insel, gesundheitliche Bedingungen, besondere Beschwerden und Gefahren für die Fischerei und die Betriebe am Lande, geben in ihrer Gesamtheit ein erfreuliches Bild. Namentlich verlor die Schiffahrt in jenen Regionen viel von den Schrecken, die sie bisher in mehr geahnten, als gewussten Umrissen umschwebten.[1])

Die Insel Giglio ist vom Erzherzog Ludwig Salvator besucht und beschrieben worden.[2]) Sie ist die zweitgrösste des toskanischen Archipels und liegt zwischen 1° 31′ 12″ und 1° 35′ 17″ westl. L. und 42° 18′ 51″ bis 42° 23′ 16″ nördl. Br. Der Umkreis der Inselküste beträgt rund 25 *km*. Giglio ist gebirgig und felsig; die höchste Erhebung, die Pagana, ragt 498 *m* über dem Meere. Die Insel hat ein mildes Klima; die Hitze fängt im Juni an und währt bis um die Mitte September, wobei jedoch die Temperatur durchschnittlich nicht über 25° steigt. Anderseits fällt das Thermometer im Winter selbst bei starken Nordwinden fast nie unter Null. Schneefälle kommen auf Giglio nur selten vor, wohl aber im Oktober und November häufig Regen, den zumeist der Nordwestwind bringt. Auch starke Winde kommen häufig vor, insbesonders die Tramontana, der Ponente und der Levante, die insbesonders im Winter heftig einsetzen und im Januar ihren Höhepunkt erreichen. Ist

[1]) Geographische Zeitschrift 1900. p. 176.
[2]) Die Insel Giglio. Prag 1900

dieser Monat vorüber, dann stellen sich auf Giglio bald die ersten Anzeichen des kommenden Frühlings ein.

Einen eigentlichen Hafen besitzt die Insel nicht, sondern nur einige kleine Einbuchtungen, welche den heimischen Barken als Ankerplatz dienen. An manchen Stellen fallen die Ufer so steil zur See ab, dass sie unersteigbar sind. Die Insel ist stark durchfurcht und von mehrern Wildbächen (Torrente) durchzogen; doch giebt es auf derselben nicht nur Quellen mit vortrefflichem Trinkwasser, sondern auch einige eisenhaltige Quellen.

Giglio besteht, geologisch betrachtet, aus zwei in ihrer Formation ganz verschiedenen Teilen; aus der Hauptinsel und aus dem Vorsprunge des Franco, welcher durch den Torrent in der Valle dell' Ortano von der übrigen Insel getrennt ist. Die Hauptinsel ist gänzlich granitisch, während der Vorsprung aus sedimentären Gesteinen neuern Ursprunges gebildet ist.

Wo der Boden der Insel nicht gerodet ist, und wo das nackte Gestein nicht zu Tage tritt, herrscht auf Giglio der Buschwald (Macchia) vor, der sich überraschend schnell ausbreitet und auch das brachliegende Kulturland in kurzer Zeit ganz bedeckt. Auch Weideplätze und Grasflächen kommen auf der Insel vor, wo man dann zu Ende des Winters und zu Anfang des Frühlings jene kleinen und häufig sehr flüchtigen Pflanzenarten findet, welche als vorzeitige Mikroflora des Mittelmeeres bezeichnet werden können.

Noch weniger charakteristische Merkmale als die Flora bietet die Fauna Giglios, die mit jener des benachbarten Festlandes beinahe gänzlich übereinstimmt.

Die Insel besitzt nur zwei Ortschaften, und zwar Giglio Castello und Giglio Marina oder Porto. Das Hauptprodukt der Insel bildet der Wein, dessen Ernte zufolge des magern Bodens aber nicht bedeutend ist. Dagegen sind die Trauben von vorzüglicher Qualität. Der Ertrag der Weinberge wird gegenwärtig auf 5000 Quintali geschätzt.

Der auf der Insel vorkommende Granit ist weit geschätzt und findet als Baustein gute Verwendung. Er wird zumeist nach Rom und Florenz exportiert, wo er ausser als Pflasterstein auch mit Vorliebe zur Einfassung der Portale und Fenster verwendet wird. Die Steinbrüche der Canella können auch Monolithe für Säulen, sowie Blöcke von grössern Dimensionen liefern. Schon im alten Rom wusste man die vorzüglichen Eigenschaften des Granits von Giglio zu würdigen und beutete seine Brüche aus. Aber auch in Neapel findet man gleichfalls Granitsäulen aus Giglio. Die Ausfuhr von Granit wird mit etwa 100 *t* jährlich angenommen,

Der Hauptlandungsplatz auf der Insel ist Giglio Marina, wo sich auch der meiste Verkehr abspielt. Dieser Ort liegt in der Mitte der Ostküste an sandigem Strande, der auch zufolge seiner leichten Einbuchtung, sowie durch den Bau eines kleinen Molo eine ziemlich geschützte Lage besitzt und wenigstens Fischerbarken einen

gewissen Schutz gegen den Anprall der Wogen gewährt. — Giglio Castello ist auf einer Anhöhe von 400 *m* erbaut, von der man das Meer beinahe nach allen Seiten hin überblicken kann. Die Brise, welche hier fast immer weht, verschafft dem Orte eine kräftige, reine Luft und angenehme Frische. Die starke Strömung, welche durch den Kanal streicht, bewirkt es, dass die Luft rein bleibt, trotz der nahen Maremmen.

Die Insel Barbados beschrieb auf Grund englischer und amerikanischer Quellen und nach den Berichten des Kaiserl. deutschen Konsulats daselbst H. Meyer. [1])

Sie ist die östlichste von allen westindischen Inseln und daher der Ansteuerungspunkt für alle Schiffe, die von Europa oder vom Süden kommen und nach den leewärts von ihr liegenden Inseln oder nach der Nordküste von Südamerika bestimmt sind, teilweise auch noch für solche, die nach den Golfhäfen wollen. Die Insel hat die Form eines unregelmässigen Dreiecks; ihre grösste Länge liegt in nordnordwestlicher Richtung und beträgt etwa 18 Seemeilen, während ihre grösste Breite in westlicher Richtung liegt und vom Ostende bis nach der Stadt Bridgetown etwa 12 Seemeilen beträgt.

Genaue Daten über die Entdeckung der Insel sind nicht bekannt, vermutlich wurde sie zuerst von den Portugiesen um das Jahr 1600 gesehen. Im Jahre 1605 wurde sie von den Engländern in Besitz genommen und ist seit der Zeit darin verblieben.

Obwohl die Insel nur klein ist, bietet ihre Oberfläche doch mannigfache Abwechselung in Thal- und Hügelbildung wie auch in Flachland. Ein tiefes Thal durchschneidet die Insel von Bridgetown aus in beinahe östlicher Richtung und teilt sie in zwei Hälften, von denen die nördliche die erheblich grössere ist.

Das Ostende der Insel ist etwa 15 bis 18 *m* hoch; das Land verbleibt flach bis ungefähr 2 Seemeilen landeinwärts, wo es höher wird. Etwa 1 Seemeile nordwestlich vom Ostende steht auf Ragged Point ein runder 29.6 *m* hoher Leuchtturm, und 3 Seemeilen westlich vom Ostende auf dem Moncrieffehügel ein Signalmast in einer Höhe von 160 *m* über dem Meeresspiegel. Etwa 3—4 Seemeilen nordwestlich vom Ostende steigt das Land unmittelbar von der Küste zu schroffen Hügeln an; 8 Seemeilen vom Nordende der Insel und fast in der Mitte zwischen ihrer Nordost- und Westküste erreicht sie im Mount Hillaby ihren Höhepunkt mit 336 *m*. Ihr Höhenrücken endigt ungefähr 4 Seemeilen südöstlich vom Nordende der Insel in dem 82 *m* hohen Gipfel Pico Teneriffe, der, aus grösserer Entfernung gesehen, wie von der Insel getrennt liegend erscheint. Von dem Höhenzuge fällt das Land nach Westen terrassenförmig ab bis zur Westküste, wobei es von tiefen Schluchten unterbrochen wird, durch die der Regen seitwärts abströmt. Zwischen dem Ostende und der Südspitze der Insel, auf der ein rot- und weissgestreifter Leuchtturm steht, ist das Land fast eben und fällt nur ganz allmählich ab bis zu den steilen Küstenabhängen.

Die höchsten Berggipfel sind bei klarem Wetter etwa 40 Seemeilen weit sichtbar.

Die Insel hatte im Jahre 1891 182306 Einwohner. Sie wird in elf Distrikte geteilt. An ihrer Spitze steht ein Gouverneur, der seinen Sitz in Bridgetown hat, der Hauptstadt der Insel. Die hauptsächlichsten Produkte, die auf der Insel erzeugt werden, sind Zucker, Baumwolle, Aloe und Arrowroot.

---

[1]) Annalen der Hydrographie 1900. p. 6.

Die Nordostküste der Insel verläuft von Kitridge Point, ihrer Ostspitze, mit einer leichten Einbuchtung in nordwestlicher Richtung bis zur Nordspitze der Insel. Sie besteht aus felsigen Abhängen von 15—250 *m* Höhe, die stellenweise von sandigen Buchten oder Sandstrand unterbrochen werden. Ein Korallenriff, auf dem die See immer heftig brandet, umsäumt diese Küstenstrecke wie beinahe die ganze Insel; an dieser Seite dehnt es sich von 1/4—1/2 Seemeile Entfernung vom Lande aus. Die an dieser Seite liegende und schwer zugängliche Consetbucht bietet nur Booten Schutz.

Das Nordende der Insel verläuft in der Küstenlinie zwischen Pico Teneriffe an der Nordostküste und Harrison Point an der Westküste halbkreisförmig. Zwischen den genannten beiden Punkten ist die Insel etwa 4 1/2 Seemeilen breit. Die Küste besteht auf dieser Strecke aus schroffen felsigen Abhängen von 12—18 *m* Höhe, und das Land ist auf der ersten Seemeile vom Nordende eben, beginnt dann aber nach Süden allmählich anzusteigen. Das Riff umsäumt diese Küstenstrecke in 1/2 Seemeile Entfernung.

Die Westküste verläuft mit einigen Biegungen in südlicher Richtung. Sie ist zwischen der hohen stumpfen Huk Harrison Point und der Insel Pelican durchgängig niedrig, doch steigt das Land bald terrassenförmig bis zu dem mittlern Höhenrücken an. Die Buchten der Westküste sind sandig, aber die vorspringenden Küstenpunkte werden von gefährlichen Korallenriffen umsäumt, Harrison Point sogar bis in einer Entfernung von 1/2 Seemeile davon.

Speights Town, nächst Bridgetown der bedeutendste Platz der Insel, liegt 3 1/2 Seemeilen südlich von Harrison Point. Vor dieser Stadt befindet sich eine Rhede, die aber von Schiffen wenig besucht wird.

James oder Holetown heisst ein kleines Dorf, das 4 Seemeilen südlich von Speights Town liegt und ebenfalls eine Rhede besitzt, die auch selten besucht wird.

Pelican- und Long Shoals. Etwa 4 Seemeilen südlich von Holetown, 1 1/2 Seemeile nördlich von der Pelican-Insel und 1/2 Seemeile vom Lande entfernt liegen die Pelican-Untiefen. Sie sind fast ganz über Wasser, aber in 1 Kabellänge Abstand davon findet man ausserhalb derselben 9 *m* Wassertiefe. Westlich von ihnen vor der Huk Spring Garden, davon 6 Kabellängen entfernt, liegen noch einzelne Korallenstellen; auf der flachsten derselben, Long Shoal genannt, steht 7 *m* Wasser.

Pelican Island heisst das kleine niedrige felsige Inselchen, das etwa 1 1/2 Seemeile von der Küste entfernt liegt und die Nordgrenze der Carlislebucht bildet.

Die Südostküste verläuft vom Ostende der Insel in südwestlicher Richtung etwa 9 Seemeilen weit bis zu ihrer Südspitze, auf der ein rot- und weissgestreifter, 27.4 *m* hoher Leuchtturm steht. Das Land ist hier flach, und die etwas nach auswärts gebogene Küstenlinie besteht aus steilen Felsabhängen von 15—18 *m* Höhe, die stellenweise unterwaschen sind und in grossen Massen auf dem davor liegenden Sandstrande lagern.

Diese Küstenstrecke wird von einem fast ununterbrochenen Korallenriffe umsäumt, das sich grösstenteils in 350—550 *m* Entfernung vom Lande längs zieht.

Die Südwestküste ist niedrig und flach, aber etwas landeinwärts steigt das Land terrassenförmig an, so dass es 1/2 Seemeile nördlich von Christchurch 55 *m* Höhe erreicht.

Die Bermuda-Inseln bildeten den Gegenstand einer Studie von A. E. Verill.[1]) Hiernach ist die vorherrschende Ansicht, dass diese Inselgruppe ein Korallenbau sei, durchaus irrig, vielmehr besteht sie einfach aus einem durch Lösung und Infiltration aus Muschel-

[1]) American Journal of Science Ser. IV. 9. p. 399.

sand entstandenen Kalkstein, der sie in allen ihren Gliedern zusammensetzt. Ihre atollähnliche Gestalt aber erhielt die Gruppe erst durch Regenauswaschung und darauf folgende Senkung. In einer sehr jungen geologischen Zeit noch ragte sie als eine zusammenhängende Insel von gegen 375 Fuss Höhe, die einen zwanzigfach so grossen Flächeninhalt als heute hatte, über den Meeresspiegel. Durch eine Senkung von 50—60 Fuss aber wandelten sich ihre Niederungen und Thäler in Sunde und Buchten um, ihre Küstenklippen dagegen in Riffe. Auch an der gesenkten und zerstückelten Insel, und vor allen Dingen auf ihrer Wetterseite (der Südseite), arbeitete die Regenerosion und mit dieser zusammen die Brandungserosion sehr kräftig, und die Riffe wurden dadurch teilweise zu nahezu vollständig ebenen Fluren abgetragen. Hinsichtlich des allgemeinen Verlaufes der Umrisslinien der Insel und Inselchen zeigen alte Karten (wie die Richard Norwood'sche von 1626) indessen annähernd das gleiche Bild wie heute. Am nachdrücklichsten bekunden die Senkung die Torfmoore mit Cederstümpfen, die bis 45 Fuss unter dem Meeresspiegel liegen, sowie die Stalaktitenhöhlen im Meeresniveau und darunter, die nur in einer höhern Lage gebildet worden sein können. Im übrigen ist es bekannt, dass den Sockel des kleinen Kalksteinarchipels ein erloschener unterseeischer Vulkan bildet, der sich als ein steiler Kegel aus Tiefen von über 4000 *m* erhebt, so wie auch die Challenger- und Argus-Bank, südwestlich von den Bermudas, Gipfel von solchen Vulkanen sind. Verhältnismässig späte Eruptionen dieser Nachbarvulkane würden auch den grossen Reichtum der Bermudas an Roterde erklären. Allerdings könnte diese Erde auch aus der Zersetzung des äolischen Kalksteines entstanden sein; die Bildung der vorhandenen bedeutenden Massen würde dann aber einen sehr langen geologischen Zeitraum erforderlich gemacht haben.

Eine neuerdings vor sich gegangene Wiederhebung des Archipels, wie sie W. N. Rice angenommen hat,[1]) hält A. E. Verill für nicht wahrscheinlich.

Die angeblichen Hebungen und Senkungen in Samoa bespricht auf Grund eigener Untersuchungen Dr. A. Krämer.[2]) Er kommt zu dem Ergebnisse, dass solche bis jetzt nicht mit Sicherheit nachzuweisen sind.

Die Seychellen schildert J. v. Zaffauk.[3]) Diese Inseln sind, gleich den Mascarenen, Amiranten, Aldabra-Inseln u. s. w., die höchsten Gipfel eines unterseeischen Rückens und können als die Reste einer einheitlichen Landmasse, die, die vorgenannten Inseln vereinigend, einstmals zwischen Madagaskar und Hindostan gelegen

[1]) Geology of Bermuda, Washington 1884.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1900. p. 8.
[3]) Mitteilungen der k. k. geogr. Gesellschaft in Wien 1900. p. 163.

haben soll, angesehen werden. Die aus Granit, Granulit und Quarz bestehenden Höhenzüge der Seychellen, die gleich denen Madagaskars in meridionaler Richtung ziehen, die zahlreichen Untiefen, die die Inseln umgeben, die Strandkorallen, Beispiele aus der Tier- und Pflanzenwelt, endlich die grosse Anzahl vulkanischer Inseln im Westindischen Ozean lassen nach dem Verf. darauf schliessen, dass sich dort einst ein Kontinent befunden habe, der mit Madagaskar und vielleicht auch mit Indien in Verbindung war, der aber durch positive Niveauveränderung (Hebung des Meeresniveaus) und durch vulkanische Einwirkungen seinen Untergang gefunden habe.

Die Seychellen blieben infolge ihrer isolierten Lage lange unbekannt; den Portugiesen sollen sie im 16. Jahrhunderte bekannt gewesen sein, doch schenkten diese den gänzlich unbewohnten Inseln keine Beachtung; erst im Jahre 1744 wurden sie von Admiral Bertrand François Mahé de Labourdonnais, damaligem Gouverneur der französischen Kolonien Ile de France und Bourbon, für Ludwig XV. von Frankreich in Besitz genommen und »Labourdonnais-Inseln« benannt; die grösste der Inseln erhielt den Namen Mahé und behielt ihn auch bei, als Mahé de Labourdonnais abgesetzt und der Name der Inseln in »les Seychelles« umgeändert wurde.

Die Inseln blieben indessen noch bis zum Jahre 1768 unbewohnt, indem mit der Gründung Port Victorias die erste Ansiedelung entstand. 1794 bemächtigten sich die Engländer, die ungünstige politische Lage Frankreichs benützend, der Inseln, indem sie einige Kriegsschiffe zur Besetzung entsendeten; die definitive Übergabe an England erfolgte erst am 24. April 1811, gleichzeitig mit der von Ile de France (Mauritius).

Die Inselgruppe der Seychellen liegt zwischen dem 4. und 5.° südlicher Breite und dem 55. und 56.° östl. L. von Greenwich und besteht aus 29 Eilanden mit einem Gesamtareale von 264 *qkm*, von denen 117 *qkm* allein auf Mahé entfallen. Mahé ist die grösste Insel der Gruppe, von den übrigen sind Praslin, La Curieuse, St. Denis und das Silhuette-Island die bedeutendern; der Rest sind kleine, teilweise jetzt noch unbewohnte Eilande. Alle Inseln sind felsig, aber mit einer mehr oder weniger dicken Humusschicht bedeckt und gut bewachsen, besonders die grössern. Wo die rotbraune Erde das Gestein hervortreten lässt, da besteht es gewöhnlich aus grossen Blöcken oder bildet zackige, groteske Formen; besonders die Uferlandschaften und die höhern Bergpartien sind reich an romantischen Scenen.

Die Insel Mahé weist die höchsten Bergspitzen auf, indem ein in SN-Richtung streichender Rücken die drei 1000 *m* hohen Gipfel der »trois frères« und den kulminierenden »Morne Seychelloise« mit 1100 *m* in sich schliesst.

Die dichte, tropische Vegetation, die tief eingeschnittenen, gut bebauten Thäler, zahlreiche Quellen und Bäche, die oft in kleinen

Wasserfällen den Weg zum Meere finden, die in allen Teilen der Insel zerstreut liegenden Gehöfte der Plantagenbesitzer und die Palmhütten der ärmern Bevölkerung geben der Landschaft ein romantisches Gepräge; schmale, aber sehr gangbare Fusswege führen in das Innere und schlängeln sich in Serpentinen über den Gebirgskamm auf die andere Seite der Insel. Man findet nicht allein die schlanken Palmen, die tropischen Landschaften den Charakter geben, sondern auch dichte Laubbäume und niedere Sträucher, wie man sie in der gemässigten Zone hat — die ganze Insel gleicht einem grossen, herrlichen Garten, und gewiss jeder, der die Seychellen besucht hat, wird sie zu den schönsten Fleckchen der Erde zählen.

Die Eigenartigkeit und Schönheit der Seychellen liegt zum grossen Teile in der reichhaltigen und üppigen Flora. Die Seychellen tragen den Charakter des tropischen Afrika, haben aber mit ihren ca. 60 endemischen Arten eine eigene Inselflora.

Das Klima der Seychellen ist trotz ihrer niedern Breite sehr gesund. Der den grössten Teil des Jahres hindurch wehende SO-Passat macht den Sommer erträglich. Die von Tregarthen während eines Zeitraumes von sieben Jahren beobachteten Mittel der meteorologischen Elemente ergeben:

Luftdruck 760.5 *mm*, Temperatur 27°, Regenmenge 2400 *mm*. Im Jahre 1893 wehte an 269 Tagen SO, Gewitter wurden nur sieben beobachtet. Cyklonen reichen selten bis zu den Seychellen hinauf, da sich die im südindischen Ozeane beobachteten Sturmzentren schon weiter südlich gegen den Äquator wenden und sich dann auflösen.

Die Insel Taiwan (Formosa) bildet den Gegenstand einer zum Teil auf eigenen Anschauungen beruhenden Studie von Dr. N. Yamasaki.[1]) Die Insel hat eine Länge von 395, eine grösste Breite von 123 *km* und einen Flächeninhalt von 34 700 *qkm*. Sie ist wenig gegliedert. Nicht nur das Vorhandensein vieler alter Korallenriffe und Dünen in der Tainan-Ebene, sondern auch andere Thatsachen bieten den Beweis für die tektonische Bewegung in ganz neuer Zeit. Auf alten chinesischen Karten sehen wir, dass der Hafen Anping, welcher jetzt mit der Stadt Tainan durch ein Flachlandstück verbunden ist, auf einer kleinen Insel bis fast zu Anfang des 18. Jahrhunderts gelegen war. Man sagt auch, dass die holländischen Schiffe früher im 17. Jahrhunderte an der Mauer der Stadt Tainan anlegten, welche heute wenigstens 8 *km* von dem jetzigen Ankergrunde entfernt ist.

Die Hauptwasserscheide zieht sich vom NO-Ende durch die ganze Insel bis zur Südspitze, folgt jedoch nicht immer dem Kamme des grossen Faltengebirges, das dieselbe Richtung einschliesst. Deren höchster Gipfel ist der Mont Morrison (Niitaka-yama) 4145 *m* hoch. Westlich zieht sich eine zweite Gebirgskette und eine dritte, beide

---

[1]) Petermann's Mitteilungen 1900. p. 221.

im Tertiär. In Nord-Taiwan findet sich eine merkwürdige Vulkangruppe, welche ebenfalls durch Tertiärschichten emporgedrungen ist. Sie besteht aus einigen Vulkankegeln, unter denen wir zwei hervorragende Gipfel finden, den Taiton-san und den Shichiseitonsan oder Paulon-soan, und daher nennen wir diese Gruppe »die Taiton-Vulkangruppe«. Sie bildet die Nordgrenze der Taihoku-Ebene. Südöstlich ist sie von Tertiärhügeln umgeben, während im Norden ihre Abhänge allmählich sanft bis zum Meere hin sich erstrecken. Der Taiton-san (1045 *m*), welcher in der Mitte der Gruppe und an dem rechten Ufer des Tamsui-kei steht, ist ein doppelkegelförmiger Vulkan, dessen Auswürflinge hauptsächlich nach N hin zerstreut sind. Der Hafen Tamsui liegt an seinem Westfusse ebenfalls auf diesen Tuffschichten. Der Vulkan ist nicht mehr thätig, aber die dicke Schicht und grosse Ausdehnung des Lavastromes und anderer Auswürflinge, die man an den Nordostklippen wohl bemerken kann, zeigen uns seine starke Thätigkeit in frühern Zeiten. Ein anderer hoher und ziemlich vollkommen kegelförmiger Vulkan ist der Shichiseiton-san oder Paulon-soan, der 1109 *m* hoch ist. Er bildet einen abgestumpften Kegel und trägt oben einen Krater, der von einigen kleinen Gipfeln der zerbrochenen Kraterwand umgeben ist. Dieser Vulkan ist nicht unthätig wie der vorige; es giebt viele Solfataren in seiner Umgebung. Eine von ihnen, welche am Nordwestabhange ganz nahe dem Gipfel und dem Kimpoli-Passe liegt, bildet eine grosse hufeisenförmige Vertiefung, welche nicht ungeschickt mit dem Worte Seitenkrater bezeichnet wurde, und aus der Dampf- und Schwefelgase mit gewaltigem Geräusche emporgestossen werden.

Es giebt ziemlich viele heisse Quellen auf der Insel und nicht bloss im vulkanischen Gebiete. Der westlichste Teil derselben bildet eine grosse fruchtbare Ebene, die mit Städten und Dörfern bedeckt ist. Ein grosser Binnensee Taiwans ist unter den Namen »Drachensee« bekannt. Die Flüsse sind unbedeutend.

Ausser der Hauptinsel Taiwan giebt es noch verschiedene Nebeninseln. Unter ihnen spielen die Pescadores die wichtigste Rolle. Diese Gruppe besteht aus etwa 80 Inselchen und Felsen, welche westlich von Taiwan zwischen 23° und 24° N. in der Formosa-Strasse gelegen sind. Die Portugiesen nannten diese Inseln Pescadores (Fischerinseln) wegen des umfangreichen Fischfanges, welchen die Chinesen dort seit vielen Jahrhunderten betreiben. Die grösste Insel heisst Hōkō-tō (Penghu-Insel). Sie besteht aus Basalt nnd Korallenriffen. Durch die zwei nächst bedeutenden, Hakusa-to (Pehoe-Insel) oder »Weisser Sand-Insel« und Gyo-ō-tō (Fischeirnsel) wird auf ihrer Westseite eine Bucht gebildet. Diese geschützte Stelle bietet einen wichtigen Zufluchtsort in dem sturmreichen chinesischen Meere. Der Hauptort der Insel Makō oder Mekon ist ein kleiner Hafen an dieser Bucht mit ca. 3000 Einwohnern, wozu jetzt noch eine kleine japanische Besatzung kommt. Der Hafen ist tief und ruhig; dort finden sich immer einige Dampfer und chinesische Handels-

dschonken neben einer grossen Menge von Fischerbooten. Die Insel ist flach und pflanzenarm. Die höchste Erhebung beträgt nur 48 *m*.

Seit 1897 sind fünf meteorologische Stationen auf Formosa in Thätigkeit. Im südlichen Teile der Insel herrscht natürlich infolge ihrer Lage tropisches und subtropisches Klima. Ausser der geographischen Lage wird das Klima der Insel vornehmlich durch die Einflüsse des warmen Kurosiwo und der hohen Gebirgskette, die sich durch die ganze Insel von N bis S hinzieht, bedingt. Im Sommer steigt die Temperatur bis 37^0 in Tainan, während man im Winter Frost im Berggebiete und manchmal Schnee in Nord-Taiwan hat. Heftige Niederschläge in Nord-Taiwan und starker Wind in Hōkō-tō sind bemerkenswerte Eigentümlichkeiten.

Der kälteste Monat ist der Februar, der wärmste der Juli.

Da die Insel in dem Monsungebiete liegt, ist der Wind sehr regelmässig. Von September bis April herrschen Nord- und Ostwinde. Der Nordostmonsun ist viel stärker als der Südwestmonsun. Der bis jetzt beobachtete stärkste Wind ist der vom 30. September 1898, in Hokō-tō, der eine Geschwindigkeit von 56.4 *m* in der Sekunde hatte. Der furchtbare Cyklon oder Taifun, welcher sich zwei oder dreimal in jedem Jahre im Chinesischen Meere erhebt, beginnt oft östlich von Taiwan oder im Gebiete der Philippinen und fährt nordwärts der Ostküste von Taiwan entlang, mit seinen Zentren ungefähr 2^0 entfernt von der Küste.

Die Zeit und Menge der Niederschläge in Taiwan ist sehr bemerkenswert. Die winterlichen Nordostmonsune, welche über den warmen Strom, den Kurosiwo, hinwehen und reiche Feuchtigkeit mitbringen, stossen gegen hohe Gebirge in Nord-Taiwan und schlagen sie auf der Nordostseite derselben wieder nieder. So haben wir eine Regenzeit in Nord-Taiwan während dieses Monsuns. Man sagt, dass die Niederschlagshöhe in diesem Gebiete die grösste im nordöstlichen Monsungebiete ist, und besonders in Kilung, einem Hafen am Fusse des Gebirges auf der Nordseite der Insel, erreichte sie im Jahre 1898 die Höhe von 5238.4 *mm*. Ein sehr interessanter Anblick bietet sich, wenn man auf der Westseite der Zentralkette in der Entfernung die dicken Schichten der Wolken sieht, welche von O her zum Kamme emporsteigen, dann aber nur wenig weiterrücken, da die wärmere, heitere Luft der Westseite sie wieder auflöst. Die Erscheinung ist ähnlich derjenigen des »Tafeltuches« am Tafelberge Südafrikas. In Taihoku, welches an der andern Seite des Gebirges liegt und nur 40 *km* von Kilung entfernt ist, ist die Niederschlagshöhe weniger als halb so gross wie die des letztern.

Wenn der sommerliche Monsun angefangen hat, empfängt der Südwestteil der Insel mehr Niederschläge als der Nordosten. Tropische Gewitter finden häufig statt, und die Menge des Niederschlages ist dabei oft eine sehr beträchtliche.

Die Entstehungsweise der Korallenriffe

ist in jüngerer Zeit wiederholt Gegenstand der Diskussion geworden, und die einst von Darwin aufgestellte Riffbildungstheorie ist mit scharfen Waffen angegriffen, aber ebenso nachdrücklich verteidigt worden. Friedrich Dahl präzisiert den Standpunkt der Frage in einem am 19. Dezember 1899 in der Gesellschaft naturforschender Freunde in Berlin gehaltenen Vortrage in folgender Weise.[1]) Um die teilweise recht eigentümlichen Formen der Koralleninseln zu erklären, haben verschiedene Forscher nacheinander Theorien über deren vermutliche Bildungsweise aufgestellt. Welche von jenen Theorien die allein richtige ist, oder welche von ihnen neben andern Berechtigung hat, das lässt sich nur an der Hand eines möglichst umfassenden Thatsachenmaterials feststellen. Man muss an möglichst vielen Orten den Versuch machen, nach welcher Theorie sich die vorliegenden Bildungen am besten erklären lassen. Verf. will die wichtigsten Theorien an der Hand der von ihm im Bismarckarchipel beobachteten Thatsachen beleuchten.

Die ersten Autoren, welche sich über die Form der Korallenriffe Gedanken machten (Forster, Chamisso), wollten jene ausschliesslich und unmittelbar auf die Konfiguration des Meeresbodens zurückführen. Wenn der Rand der Riffe oft sehr steil abfällt, so sollte es sich um unterseeische Berge und Hochplateaus handeln, und wenn die Riffe und Inseln sehr oft Ringform besitzen, so glaubte man, dass die Korallen sich auf dem Rande unterseeischer Krater angesiedelt hätten. Bei dieser Erklärungsweise musste einerseits die grosse Zahl gleich hoher unterseeischer Krater auffallen, und anderseits fanden die neben den Atollen sehr häufig auftretenden, sogenannten Barrierriffe, d. h. Riffe, welche in einer gewissen Entfernung die Küsten mancher Festländer oder grössern Inseln begleiten, überhaupt keine Erklärung.

Um diesem Mangel abzuhelfen, stellte Darwin eine neue umfassende Theorie auf. Auch er ging, wie seine Vorgänger und Nachfolger, aus von der ursprünglichen Konfiguration des Bodens und suchte zu zeigen, wie sich aus einem Strandriffe durch Senkung ein Barrierriff, resp ein Atoll entwickeln könnte.

Hebungen und Senkungen hat man überall auf der Erde nachweisen können. Lässt man diese auf ein Korallenriff einwirken, so kann man drei Möglichkeiten unterscheiden: 1. Der Boden hebt sich. Dann wird das Korallenriff, das wir uns als Küstenriff denken wollen, sehr bald die Oberfläche des Wassers ereicht haben. Es wird erst bei Ebbe und dann dauernd auftauchen, die Polypen werden absterben, und das Riff wird den Küstensaum erweitern. Derartige Küstensäume, welche aus Korallenkalk mit fast unversehrten, rezenten Korallenstöcken in ihrer ursprünglichen Lage bestehen, sind weit verbreitet. Im Bismarckarchipel kennt Verf. sie z. B. bei Kabakaul. 2. Der Boden bleibt stationär. Dann werden die Korallen bis zur Oberfläche weiter wachsen und wahrscheinlich schliesslich in ihren obern Teilen absterben. 3 Der Boden senkt sich. In diesem Falle können wir wieder zwei Möglichkeiten unterscheiden. a) Entweder die Senkung erfolgt schneller, als die Korallenstöcke weiterwachsen können. Dann wird das Riff immer tiefer sinken. Schliesslich werden die Lebensbedingungen immer ungünstiger werden, die Stöcke werden immer mehr und mehr verkümmern, wie es Basset Smith für die bis 90 *m* tiefe Macclesfield-Bank nachgewiesen hat, und endlich sterben sie gänzlich ab. Auch abgestorbene Riffe kennt man. Sie werden aber meist erst entdeckt, wenn sie durch Hebung wieder der Oberfläche näher gerückt sind. b) Erfolgt endlich die Senkung nur so langsam, wie die Korallenstöcke weiter wachsen, und das wäre die letzte Möglichkeit, die neben andern gelegentlich eintreten muss,

[1]) Potonie's Naturwissenschaftliche Wochenschrift 1900, No. 12. p. 136.

so wird das Riff immer stärker werden und dabei doch immer in günstiger Tiefe unter dem Meeresspiegel und lebenskräftig bleiben. In diesem letztern Falle werden sich, wie Darwin annimmt, je nach der Konfiguration des Bodens Barrierriffe oder Atolle bilden. Ist neben einem Festlande oder einer grössern Insel mit niedrigem Ufersaume ein Strandriff vorhanden, so wird der Ufersaum bei einer Senkung bald unter die Meeresfläche hinabsinken. Durch die neugeschaffene Wasserfläche ist Gelegenheit gegeben, dass sich das Riff nach dem Lande hin verbreitern kann. Es würde also ein Strandriff von grosser Ausdehnung entstehen. Derartige breite, überall kräftige Riffe kennt man indes nirgends. Man hat also Grund, anzunehmen, dass in dem genannten Falle eine andere Riffform entsteht, nämlich das Barrierriff, das durch einen mehr oder weniger breiten Kanal von der Küste getrennt wird. Man kann nämlich die Beobachtung machen, dass sich innerhalb des Riffes keine zusammenhängende kräftige Riffmasse bildet. Wohl findet man einzelne Korallenstöcke innerhalb des Riffes, auch wohl kleine Gruppen von Korallen. Diese Korallen sind aber entweder sehr kümmerlich, oder es sind besonders zarte Arten, die nur in Lagunen, d. h. im ruhigen Wasser leben. Ausnahmsweise fand Verf. freilich auch echte Korallenriffe in einem fast völlig abgeschlossenen Meeresteile. So kennt er ein Riff mitten im Hafen von Mioko, ferner kommen Riffe in den ersten Teilen der Blanchinne-Bucht vor u. s. w. In diesen Fällen aber fand er die Stöcke stets relativ klein. Sie waren so recht zum Verschlicken geeignet, während die Stöcke auf dem Korallenriffe bei Ralum meist zum Verschlicken zu mächtig waren. Die Erklärung für das geringe Wachstum im abgeschlossenen Meeresteile ist leicht gegeben. Das Wasser innerhalb des Riffes enthält immer viele Fremdkörper suspendiert, die den Korallen offenbar nachteilig sind. An Fluss- und Bachmündungen ist das Riff, das die Küste begleitet, deshalb immer breit unterbrochen. Es kommt hinzu, dass die in pelagischen Organismen bestehende Nahrung weniger gut zu dem innern Teile des Riffes gelangen kann.

Wie ein Strandriff neben einem Festlande oder einer grössern Insel nach Darwin durch Senkung des Bodens zum Barrierriffe wird, genau in derselben Weise muss es neben einer kleinen flachen Insel zum Atoll werden, sobald jene Insel unter den Meeresspiegel hinabgesunken ist.

Semper und Murray glaubten Thatsachen beobachtet zu haben, welche nicht mit der Darwin'schen Theorie vereinbar seien; als eine wichtige Thatsache der Art erschien ihnen folgende: In Gebieten mit Barrierriffen und Atollen, also nach Darwin in offenbaren Senkungsgebieten, fanden sie jüngeres vulkanisches Gestein und jüngern Korallenkalk über der Hochwasserlinie, also offenbare Zeichen einer jüngern Hebung. Sie glaubten nun, dass Hebung und Senkung in einem so eng begrenzten Gebiete nicht neben einander vorkommen könnten, und stellten deshalb eine Theorie auf, welche die verschiedenen Riffformen unabhängig von Bodensenkungen erklären sollte.

Die Semper-Murray'sche Theorie ist kurz folgende: Die Kalkschalen abgestorbener Hochseeorganismen sinken auf den Meeresboden hinab und bewirken eine langsame Erhöhung desselben. Da nun aber das Meerwasser die Fähigkeit besitzt, kohlensauren Kalk zu lösen und deshalb die Schalen um so weiter auflösen wird, je tiefer sie sinken, müssen Bodenerhebungen am Meeresgrunde stärker wachsen als ihre Umgebung und sich deshalb immer steiler gegen die Umgebung abheben. Die Erhebungen werden schliesslich so weit gewachsen sein, dass sich Korallen ansiedeln können. Die Korallen wachsen dann bis zur Oberfläche empor und sterben in den mittlern Teilen wegen unzureichender Ernährung ab. Der tote kohlensaure Kalk dieser abgestorbenen Korallen wird vom Meereswasser gelöst und von den Wellen abgewaschen. Es entsteht also in der Mitte eine Lagune, während die seitlichen Teile üppig weiter wachsen. — In ähnlicher Weise, wie das Atoll, entstehen nach den genannten Autoren die Barrierriffe durch Auflösen und Auswaschen der innern, dem Lande nähern Teile

eines Strandriffes und durch Ansiedelung neuer Korallen auf Bruchstücke, die sich am Rande losgetrennt und am äussern Abhange abgelagert haben.

In neuerer Zeit hat Agassiz noch eine weitere Theorie aufgestellt, die sich eng an die Semper-Murray'sche anschliesst, aber doch noch erheblich abweicht. Man kann seine Theorie kurz folgendermassen wiedergeben: Abgesehen von den durch die Konfiguration des Meeresbodens unmittelbar gegebenen Riffformen, entwickeln sich Atolle und Barrierriffe an der Stelle flacher Inseln und flacher Küstenstriche, aber nicht durch Senkung, sondern durch die Wirkung der Brandung. Am äussern Rande der Landmassen siedeln sich Korallen und andere Tiere an und machen diesen Rand gegen die Brandung widerstandsfähiger. Die Teile, die oberhalb der Ebbelinie liegen, werden zur Flutzeit von der Brandung weggewaschen, und da sich auf den innern Teilen wegen der ungünstigen Lebensbedingungen keine Korallen ansiedeln können, werden diese Teile immer tiefer ausgewaschen und zur Lagune. Der äussere Rand dagegen bleibt dauernd widerstandsfähig.

Steile Abstürze, wie wir sie neben Korallenriffen kennen, können nach Agassiz im Meere ebensowenig auffallen, wie auf dem Lande und an korallenfreien Küsten.

Der Haupteinwand, den Agassiz gegen die Darwin'sche Theorie geltend zu machen scheint, ist der von Rein zuerst aufgestellte: dass nämlich mächtige Korallenkalkablagerungen, wie sie die Darwin'sche Theorie notwendig voraussetzen muss, nicht bekannt seien.

Agassiz hat den Nachweis geführt, dass Korallenkalkablagerungen, die man früher für alte Riffe hielt, vielfach äolischen Ursprunges, d. h. Dünenbildungen sind. Auf Bermuda sehen wir noch heute derartige Korallensanddünen entstehen. Durch Regenwasser wird ein Teil des Kalkes gelöst und die ungelöste Masse durch die Lösung zu einem festen Gesteine verkittet.

Verf. hat in einer frühern Arbeit die Agassiz'sche Theorie nicht berücksichtigt, weil er aus seinen frühern Arbeiten entnehmen zu können meinte, dass er seiner Theorie nur eine lokale Bedeutung zuschreibe. Aus seinen neuern Arbeiten aber scheint zweifellos hervorzugehen, dass er seine Theorie unmittelbar an die Stelle früherer Theorien setzen und überall angewandt wissen will. Da muss denn allerdings auch der Versuch gemacht werden, wieweit die von Verf. im Bismarckarchipel beobachteten Thatsachen mit ihr in Einklang zu bringen sind. Gehen wir aus von den mächtigen Korallenkalkablagerungen, welche Verf. auf der Insel Uatom und namentlich an der Nordküste von Neu-Pommern am Fusse der Bainingberge beobachten konnte. Agassiz hält derartige Ablagerungen für Dünenbildungen. Nun fand Verf. aber auf Uatom 170 *m* hoch und an den Bainingbergen etwa 300 *m* hoch deutliche Korallenstöcke. Der höchste Punkt, den er in den Bainingbergen erreichte, war 570 *m*. Dort oben konnte er allerdings keine Korallen auffinden. Ob die Korallenreste, die er am Abhange fand, jungtertiär oder rezent sind, konnte er nicht mit Sicherheit entscheiden. Es ist das auch für die Frage vollkommen gleichgültig. Jedenfalls können die Korallenstöcke nicht 170 und 300 *m* hoch hinaufgeweht sein. Es müssen sich also, wenn wir Agassiz folgen, erst Dünen gebildet haben, dann muss eine Senkung eingetreten sein, die Korallen müssen sich angesiedelt haben und schliesslich, nachdem eine dünne Kruste von Korallen sich gebildet hatte, muss das Ganze sich wieder zu derselben Höhe gehoben haben. Nach der Darwin'schen Theorie würden wir mit einer Senkung und darauffolgenden Hebung auskommen. Sie würde also die Thatsachen etwas einfacher erklären. Nach Murray würden wir sogar mit der Annahme einer einmaligen Hebung auskommen; Murray nimmt nämlich an, dass mächtige Korallenkalkablagerungen sich am äussern, steilen Abhange eines Korallenriffes durch Lostrennen und Hinabstürzen der äussern Randteile und schliessliche Ansiedelung neuer Korallen auf dem Trümmerhaufen gebildet haben können.

Es kommt noch ein Punkt hinzu, der dem Verf. die Agassiz'sche

Dünentheorie für jenes Gebiet recht unwahrscheinlich macht. Der Bismarckarchipel ist sehr regenreich, und deshalb ist der Boden überall bis hart ans Meer hinunter sehr dicht bewachsen. Dünenbildungen würden dort heutzutage geradezu als etwas Unerhörtes gelten können. Das kann ja freilich früher anders gewesen sein. Immerhin aber müssten wir eine weitere willkürliche Annahme machen, während nach der Darwin'schen und Semper-Murray'schen Theorie sich alles unter den jetzt bestehenden Verhältnissen gebildet haben könnte.

Während die Korallenkalkablagerungen des Bismarckarchipels, soweit wir sie jetzt kennen, nicht mit Notwendigkeit auf die Richtigkeit irgend einer Theorie schliessen lassen, sondern nur die Agassiz'sche Theorie als unwahrscheinlich erscheinen lassen, giebt es noch andere Thatsachen, die entschieden für die Darwin'sche Theorie sprechen.

An den Küsten vieler aus Korallenkalk aufgebauten Inseln sieht man, dass das Ufer von der Brandung unterwühlt ist. Die Aushöhlung liegt normalerweise so hoch, dass auch bei Hochwasser die zurückprallenden Wellen nach oben einen weiten Spielraum haben. Nur an einer Stelle auf der Insel Kerawara fand Verf. die obere Kante der Aushöhlung unmittelbar über der Hochwasserlinie. Und trotzdem fand er das Gestein an dieser Kante nicht fester als anderswo. Er weiss diese Thatsache nicht anders zu erklären, als dass sich hier der Boden in allerjüngster Zeit gesenkt hat. Die Vermutung wurde bei ihm zur Gewissheit, als er erfuhr, dass neben dem benachbarten Teile der Insel Mioko eine Stelle jetzt von den Wellen bespült wird, die noch vor zehn Jahren ein Haus trug. Das feste Kalkgestein tritt auf der schräg nach Westen sich abdachenden Insel Mioko fast unmittelbar zu Tage und trägt die Häuser. Dass hier die obern Schichten von den Wellen weggespült sein könnten, wie Agassiz vermuten möchte, ist völlig ausgeschlossen. Zum Wegnagen des Gesteins fehlt die nötige Brandung. Jene bricht sich schon an dem vorgelagerten Barrierriffe. Es handelt sich also sicher um eine Senkung. Und durch diese Senkung ist die Lagune innerhalb des Barrierriffes in den letzten zehn Jahren verbreitert worden. Wir haben hier also mit andern Worten die Bildung eines Barrierriffes durch Senkung unmittelbar vor Augen. Was nach Darwin Theorie ist, sehen wir als Thatsache vor uns. Verf. glaubt nicht, dass ein zweiter Punkt auf der Erde bekannt ist, der einen so unmittelbaren Beweis dafür liefert, dass sich in der von Darwin vermuteten Weise ein Barrierriff bilden kann. Bemerkenswert ist noch, dass bei der kaum 7 *km* von Kerawara entfernten, weiter östlich gelegenen Insel Muarlin die durch die Brandung bewirkte Aushöhlung des Gesteins von normaler Höhe, ja Verf. möchte fast annehmen, etwas über normal hoch ist, so dass hier keine Senkung, vielleicht gar in neuerer Zeit eine weitere Hebung vor sich geht. In vollkommener Übereinstimmung mit dieser Annahme besitzt die ganze Ostseite der Neu-Lauenburg-Gruppe nur Strandriffe, während nach Kerawara hin das Strandriff allmählich in ein Barrierriff übergeht. Man sieht also, dass einer der Haupteinwände, welche Semper und Murray gegen die Darwin'sche Theorie geltend gemacht haben, unzutreffend ist.

Ob sich alle Barrierriffe in derselben Weise wie das neben Mioko hinlaufende durch Senkung gebildet haben, das ist freilich eine andere Frage, deren Beantwortung noch in weitem Felde liegt. Nur so viel steht fest: Im Bismarckarchipel liegen manche Thatsachen vor, welche sich nach der Darwin'schen Theorie leicht erklären lassen, der Semper-Murray'schen und Agassiz'schen Theorie aber mehr oder weniger zu widersprechen scheinen.

8. Das Meer.

Wirkung der Meereswogen an der Westküste Frankreichs.

In Biarritz brach eine Meereswoge weit über den Strand hinweg in das Land ein und stürzte in einem Augenblicke einen eisernen

Signalturm von 45 *m* Höhe um. Dieselbe Welle fegte eine Sanddüne von $1^1/_2$ *m* Höhe fort, deren Gewicht auf 2400 Zentner geschätzt wurde. Auch in Biarritz kann man oft das Schauspiel geniessen, wie Wellen von mittlerer Grösse mit unglaublicher Leichtigkeit Steinblöcke von 40—50 *cbm* vor sich herwälzen. Überhaupt leidet fast die ganze Westküste Frankreichs in hohem Grade unter der Gewalt der Meereswellen, die Jahr für Jahr immer weiter in das Land vorzudringen und die Küstenränder zurückzudrängen scheinen. In einigen Gegenden des Landes weicht die Küste jährlich um einen vollen Meter zurück. In der Landschaft Aunis, wo die Küste aus widerstandsfähigerem Kalkboden besteht, beträgt das Zurückweichen des Strandes immerhin noch 30 *cm* in jedem Jahre. Sogar die Bretagne, deren Granitgestade wie eine Festung aus dem Meere aufragen, verliert alljährlich etwas an Boden. Hier ist es die Unterhöhlung der Felsen durch die Brandung, die auch die scheinbar für die Ewigkeit geschaffenen Granitmauern untergräbt und schliesslich zum Bruche bringt. An allen Meeresküsten herrscht ein ruheloser Kampf zwischen Meer und Land, aber an der Westküste Frankreichs bleibt der Ozean beinahe allenthalben Sieger in diesem Streite.[1])

Verschiebung der Strandlinie in Italien. Eine beträchtliche Verschiebung der Strandlinie innerhalb historischer Zeiträume wurde jüngst in Italien durch eine interessante archäologische Entdeckung recht augenfällig nachgewiesen. In der Nähe des in der Po-Niederung gelegenen Städtchens Adria stiessen Arbeiter, welche mit dem Ausgraben eines grössern Entwässerungskanals beschäftigt waren, in der Tiefe von etwa 3.5 *m* unter der Erdoberfläche auf die sehr gut erhaltenen Überreste von zwei antiken Schiffen. Wie das südlich gelegene Ravenna zur Römerzeit ein Seehafen war, so liegt Adria heutzutage beiläufig 31 *km* von der Küste entfernt, was davon herrührt, dass infolge der enormen Geschiebeablagerungen vor den nicht weit voneinander entfernten Mündungen des Po, der Etsch und der Brenta das Meer allmählich zurückgedrängt und ein freilich fast durchaus sumpfiger Streifen Landes in der angegebenen Breite neu gebildet wurde. Der Zeitraum, innerhalb dessen diese erhebliche Verschiebung der Strandlinie eingetreten ist, kann nach dem obigen kaum 2000 Jahre betragen; das Meer ist demnach an der bezeichneten Stelle um mindestens 1.5 *m* im Jahre zurückgewichen. — Von den beiden aufgefundenen Schiffen ist eines fast vollkommen erhalten, es misst 20.5 *m* in der Länge und 5 *m* in der Breite. Die zur Verbindung der Schiffshölzer verwendeten Nägel sind aus Eisen und besitzen ungewöhnlich breite Köpfe. Im Innern, sowie in der Umgebung der Schiffe fanden sich Vasen und andere Gefässe von verschiedenen Formen, ferner Waffen, Bronzen, menschliche

[1]) Umlauft's Deutsche Rundschau 1900. p. 425.

Knochen und andere Gegenstände. Die italienische Regierung hat angeordnet, dass die beiden Schiffe und die sonstigen gefundenen Gegenstände einstweilen wohl verwahrt, demnächst aber von einer Sachverständigen-Kommission näher untersucht und studiert werden sollen; später dürfte der ganze Fund irgend einem Museum einverleibt werden.[1])

Die Flutwelle in der Fundy-Bay. Genauere Angaben über die merkwürdigen Gezeitenverhältnisse in der Fundy-Bay sind durch die hydrographischen Untersuchungen der Canadian-Tidal-Survey gewonnen worden, und Dr. G. Schott hat Näheres darüber nach einem kanadischen amtlichen Berichte mitgeteilt.[2]) Diesem Berichte ist Folgendes entnommen.

»Die Fundy-Bay hat, wenn man von Bryer-Insel bis zur Cumberland-Bucht (im äussersten Nordosten) rechnet, eine Länge von etwa 250 *km* und eine Breite von 60 *km*. In St. John auf der Nordseite der Bai, sowie in Halifax an der atlantischen Küste Neu-Schottlands sind schon seit längerer Zeit Hauptpegelstationen; man wollte nun den Verlauf der Gezeitenwelle in der Fundy-Bai ermitteln und speziell, welche Häfen an der Südwestküste Neu-Schottlands in ihren Hafenzeiten einerseits mit St. John, anderseits mit Halifax in Beziehung gebracht werden müssen.

In dem untern, westwärts von St. John gelegenen Teile der Bai stellte man vier Registrierinstrumente auf, nämlich zu Yarmouth, Westport und Digby auf der Neu-Schottland-Seite, zu Campobello auf der Neu-Braunschweig-Seite.

In dem obern, engern Teile der Bai waren bei der ausserordentlichen Zunahme der Flutgrössen die Schwierigkeiten, geeignete Orte, die zugleich auch für die Schiffahrt wichtig sein mussten, auszufinden, sehr gross; man konnte nicht frei in der See liegende, fast unzugängliche Klippen wählen, anderseits aber sind an den bewohnten Plätzen, die in das Wasser hineingebauten Kais und Anlegeplätze der Schiffe nirgends so lang, dass ihr Ende bei Niedrigwasser noch vom Wasser bespült wäre: der Boden fällt vielmehr auf grosse Strecken hin trocken, und durch die an den Kais angebrachten Pegel erhält man also nicht die volle Kurve der Gezeitenbewegungen, sondern nur ein Bruchstück derselben. Übrigens ist, wie Dawson bemerkt, der gesamte Schiffsverkehr natürlich gezwungen, mit diesen mächtigen Wasserstandsänderungen zu rechnen; die Dampfer richten sich so ein, dass sie an den Kais vor Hochwasser ankommen und vor Beginn des Ebbestromes weggehen; die Segelschiffe, welche meist kleiner sind, liegen dagegen während der Ebbe ruhig an Grund, indem sie mit Hochwasser so weit am Pier heraufgehen, als ihr Tiefgang es gestattet. Der Grund besteht, abgesehen von den obersten Zentimetern weichen roten Schlammes, aus zähem Thone und ist frei von Steinen, so dass dieses Verfahren keinen Bedenken unterliegt, und bei dieser Sachlage fehlen eben auch Anlegeplätze, die zu allen Zeiten bis in das Wasser reichen.

Registrierende Flutmesser wurden aufgestellt zu Windsor und Parsboro in der Minas-Buchte, sowie zu Hopewell Cape und Moncton am Petitcodiacflusse, der ganz im Norden in die Fundy-Bai mündet. Nur an der letztgenannten Station, zu Moncton, wo auch die Sprungwelle beobachtet wurde, hat Dawson mit Erfolg den Versuch gemacht, mittels einer bis unter das Niveau des Spring-Tide-Niedrigwassers geführten Röhrenverbindung nach dem Prinzip der kommunizierenden Röhren alle Wasserstände an dem Flutmesser zu erhalten.

[1]) Verhandlungen d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1900. p. 290.
[2]) Annalen der Hydrographie 1890 p. 181 ff.

Alle die genannten Stationen sind ungefähr je vier Monate während des Sommers 1898 in Betrieb gewesen. Bis jetzt ist es unmöglich, die für die Stationen angenommenen Nullpunkte miteinander in Verbindung zu setzen, da ein Nivellelement fehlt.

Von allgemeinerem Interesse ist nun erstens die Beschreibung der Sprungwelle zu Moncton. Moncton liegt am Petitcodiacfluss, unmittelbar oberhalb des als »Bend« (»Knie«) bekannten Punktes, wo die Richtung des Flusses scharf in einem rechten Winkel umbiegt, und zwar ist Moncton 30 *km* oberhalb der Mündung des Flusses in die Fundy-Bai gelegen. Dieser ganze untere Teil des Flusslaufes kann als ein Ästuarium betrachtet werden, das seinen Charakter noch bis Salisbury Junction oberhalb Moncton beibehält und eine Gesamtlänge von etwa 55 *km* erreicht. Bei Hochwasser bildet der Fluss vor Moncton eine 800 *m* breite Wasserfläche, während bei Niedrigwasser nur ein 150—160 *m* breiter, stark strömender Wasserfaden übrig bleibt, der beiderseits von trocken fallenden Schlammbänken begrenzt ist.

Die Stelle, wo die Flut zuerst die Gestalt eines Stürmers oder einer Sprungwelle bekommt, ist Stony Creek, 13 *km* unterhalb Moncton, und die »Bore« setzt sich dann fort bis nach Salisbury Junction, so dass die Länge des Flusslaufes, auf der der Stürmer zur Beobachtung gelangt, im ganzen 38 *km* beträgt.

Zu Moncton kommt die Sprungwelle ungefähr zur Zeit der halben Tide an; sechs Stunden nach Hochwasserzeit fällt der Wasserspiegel nämlich noch durch volle drei Stunden, und allein während der nächsten drei Stunden steigt die Flut, welche eben als Sprungwelle beginnt, in äusserst rascher Weise bis zu dem nächsten Hochwasser.

Der Höchstbetrag, um den der Wasserspiegel während des Ebbestromes fällt, ist 2.6 *m* in der Stunde; dies schnelle Fallen beobachtet man in den ersten sechs Stunden nach Hochwasser; später wird dann die Abnahme der Wassertiefe so gering, dass ein zufällig an den Fluss kommender Beobachter meinen kann, der Wasserspiegel bleibe fast Stunden lang unverändert; doch fällt das Niveau vor Ankunft des Stürmers immerhin noch etwa um 10 *cm* in der Stunde.

Die ersten Beobachtungen über die Sprungwelle machte Dawson am Abende des 4. August 1898, von einem Monctoner Kai aus, der einen Überblick über den Fluss, besonders flussabwärts bis auf 4 *km*, gestattete. Es war kurz nach Vollmond, der Mond stand hoch am Himmel und war von Wolken nicht bedeckt. Eine sehr leichte Briese störte die abendliche Stille nicht, so dass man jedes Geräusch gut musste hören können. Es war Springgezeit.

Den ersten Ton der heraufkommenden Sprungwelle hörte man um $11^{h}\,8^{m}$ (Ortszeit des 60. Meridians), und um $11^{h}\,10^{m}$ war der Ton schon sehr deutlich, ähnlich dem eines in der Ferne fahrenden Eisenbahnzuges. Bald wuchs die Intensität des Geräusches, und man hörte jetzt das für brechende und schäumende Wellen charakteristische Brausen und Zischen, bis um $11^{h}\,19^{m}$, also elf Minuten, nachdem man den ersten Ton vernommen, die Bore den Standpunkt des Beobachters erreichte.

Die Höhe der mit reissender Geschwindigkeit heraufkommenden Flut, deren Front weiss schäumte, wurde auf 0.6 bis 0.9 *m* geschätzt; die Front war nicht geradlinig, sondern hatte die Form eines geschwungenen Seiles, dessen Biegung in der Mitte sich befindet, da wo der Ebbestrom oder der Fluss die Bore trifft, dieselbe etwas zurückhaltend.

Die Geschwindigkeit des hinter der Bore folgenden Flutwassers ist dieselbe wie die der Bore, und es folgen gewöhnlich nach derselben noch einige kleinere Sprungwellen, deren Wasserhöhe einige wenige Zentimeter beträgt. Bei Tage sieht man, dass das Wasser der Sprungwelle ausnehmend schlammig, schmutzig rotbraun ist, gerade so, wie das eigentliche Flusswasser. Bei einer steifen, flussabwärts wehenden Briese kann man das Brausen der Welle erst innerhalb weniger 100 *m* Entfernung hören.

Bei Nip-Tiden kommt die Bore auch, die Höhe beträgt dann aber nur 30—40 *cm*.

Durch Beobachtungen der Zeit des Auftretens der Bore an verschiedenen Punkten des Flussbettes bei Moncton seitens mehrerer Beobachter stellte man fest, dass am 5. und 6. August 1898 die Geschwindigkeit der Vorwärtsbewegung des Stürmers im Durchschnitte 13.6 *km* betrug.

Interessant sind die genauen Wasserstandsbeobachtungen, die damals vom Eintritte der Bore an während einer Stunde etwa ausgeführt wurden. Wir müssen dabei scharf die eigentliche Sprungwelle von dem darnach fortgesetzt durch drei Stunden hin vor sich gehenden Steigen des Wasserspiegels während des Flutstromes trennen. Es ergiebt sich, dass das Steigen keineswegs gleichmässig vor sich geht, wie manchmal die Höhe des Wasserspiegels für eine Minute fast vollkommen unverändert bleibt, um darnach wieder sozusagen ruckweise zuzunehmen, so dass zeitweise deutliche Stufen in dem Profile zustandekommen.

Betrachtet man die Kurve für Springgezeit, so sieht man deutlich, dass die Bore selbst, die das erste steile Ansteigen des Wasserspiegels verursacht, eine Höhe von etwa 90 *cm* hatte, und rund 95 *cm* giebt Dawson auch als gute Durchschnittshöhe der Welle bei gewöhnlicher Springflut an. Von Einfluss darauf dürfte die Höhe des Niveaus sein, bis zu welchem das Wasser mit der Ebbe weggefallen ist, und diese ist naturgemäss bei verschiedenen Tiden verschieden.

Am 22. August 1892 ist eine Photographie der Sprungwelle aufgenommen worden, aus der man die Höhe zu 160 *cm* abgeleitet hat, doch bleibt es hierbei nicht ausgeschlossen, dass man die innerhalb der ersten fünf Minuten erreichte Wasserhöhe damals als Sprungwellenhöhe angenommen hat, was entschieden inkorrekt ist.

Setzen wir den Eintritt der Sprungwelle bei Moncton auf 0 Minute einer Uhr an, und das eben vor Beginn vorhandene Niveau = 0 *m*, so erhalten wir für die folgenden Uhrzeiten die nebenstehenden Wasserhöhen bei Spring- und Nip-Tide und die folgenden Zunahmen der Wasserhöhe für je fünf Minuten Zeitunterschied.

Minute	Springflut		Nipflut	
	Gesamthöhe in cm	Zunahme in cm	Gesamthöhe in cm	Zunahme in cm
0	0	—	0	—
1	92	—	42	—
2	107	—	50	—
3	120	—	65	—
4	128	—	75	—
5	136	136	81	81
10	178	42	120	39
15	226	48	141	21
20	264	38	178	37
25	306	42	204	26
30	350	44	228	24
35	375	25	255	27
40	412	37	290	35
45	440	28	312	22

Die in der ersten Minute erreichte Wasserhöhe von 92, bezw. 42 *cm* kann als Höhe der Sprungwelle angesehen werden. Nach dem Passieren

der Bore steigt das Wasser also durchschnittlich um ungefähr 7.5 bis 8 *cm* pro Minute bei Spring-Tide, um 5.5 bis 6 *cm* bei Nip-Tide.

Auf Grund der mehrmonatigen Aufzeichnungen des Flutmessers zu Moncton im Sommer 1898 lässt sich sagen, dass die Ankunft der Sprungwelle zwischen $3^h\ 1^m$ und $3^h\ 34^m$ vor Hochwasserzeit stattfindet.

Der Petitcodiacfluss ist die einzige Gegend im Gebiete der Fundy-Bai, wo eine Bore beobachtet wird; früher trat diese Erscheinung noch in dem obern Teile der Cobequid-Bucht an der Mündung des Shubenacadieflusses bei Maitland auf, seitdem jedoch die Sandbarre unterhalb dieses Ortes ihre Lage verändert hat, kommt es nicht mehr zu einer eigentlichen Bore, nur hin und wieder bricht der einsetzende Flutstrom in kleinen Wellen.«

Dr. Schott vergleicht nun diese Angaben über die Flutwelle in der Fundy-Bai mit denjenigen, welche über die Flutwelle in »Tsien-tang-kiang« in China bekannt sind[1]), wobei sich ergiebt, dass die Höhe der Springflutwelle des Petitcodiac den Vergleich mit derjenigen des Tsien-tang-Flusses nicht wohl aushalten kann. »Während nämlich in dem chinesischen Flusse die Bore eine durchschnittliche Höhe von 2.7—3 *m* und zeitweise sicher die gewaltige Höhe von 5 *m* erreicht, hat die Wassermauer in dem kanadischen Flusse nur eine Höhe von knapp 1 *m*. Auch ist die Schnelligkeit der Vorwärtsbewegung vergleichsweise sehr verschieden, sie beträgt etwa 20 *km* im Tsien-tang gegenüber ungefähr 14 *km* im Petitcodiac, und es werden sogar 25 *km* Geschwindigkeit vom Tsien-tang berichtet.

Der Fluthub oder die Grösse des Flutwechsels erreicht bei Haining, da wo der Stürmer des Tsien-tang stets die mächtigste Entwickelung aufweist, 5.8 *m*, in Moncton aber über 10 *m*, wie ja überhaupt das Gezeitenphänomen in der Fundy-Bai viel grossartigere Gestalt als in der Hangtshau-Bucht annimmt. Man hätte daher wohl vermuten können, dass auf dem Petitcodiac auch die Springflutwelle noch höher sein werde als auf dem Tsien-tang, doch muss man, um sich eine begründete Vorstellung davon machen zu können, warum die Bore in der Fundy-Bai nicht so ausgebildet ist wie in der Hang-tshau-Bucht, ganz genau die Bodengestaltung der in Frage kommenden Gebiete, zumal ihre Tiefen und Zugangsbreiten, vergleichen können, wozu hier das Material nicht ausreicht.«

Dr. Schott geht schliesslich auch noch kurz ein auf die Flutgrössen im Cumberland-Basin, der nordöstlichsten Bucht der Fundy-Bai. »Von hier aus ist eine Schiffseisenbahn geplant, die hinüber zur Baie Verte in den St. Lorenz-Golf führen soll. Durch die Ingenieurabteilung dieser »Chignecto Ship Railway« sind nun eingehende Beobachtungen über die Wasserstände an den beiden Endpunkten der künftigen Transportbahn angestellt worden, und diese Wasserstände sind beide auf dasselbe ideale Niveau bezogen, indem der Nullpunkt 100 englische Fuss unter der am 5. Oktober 1869 in Fort Lawrence Dock beobachteten Fluthöhe, der höchsten in der Fundy-Bai gemessenen Springfluthöhe, angesetzt ist.

Diese Wasserstandsablesungen sind um deswillen noch besonders interessant, weil im Cumberland-Basin der Fluthub am grössten ist, abgesehen von der Noël-Bai und von Horton Bluff im Minas-Basin; nach den Admiralitätslisten beträgt die Flutgrösse:

	bei Spring-Tide *m*	bei Nip-Tide *m*
in Noël-Bai	15.4	13.3
in Horton-Bluff	14.6	12.2
im Cumberland-Basin bei Sackville	13.8	11.6

[1]) Siehe hierüber »Gaea« 1897. p. 118.

Dawson veröffentlicht in graphischer Darstellung für fünf Monate des Jahres 1893 diese Pegelmessungen.

Die Grösse der mittlern Wasserstandsschwankung beträgt hiernach für das Cumberland-Basin bei Spring-Tide 13.0 *m*, bei Nip-Tide 9.4. Von dem eben genannten Nullpunkte ausgehend, findet man folgende Wasserstände:

	im Cumberland-Basin (Fundy-Bai) *m*	in der Baie Verte (St. Lorenz-Golf) *m*
bei mittlerem Hochwasser . . .	27.1	22.6
bei mittlerem Niedrigwasser . .	16.0	20.9

und endlich als mittleres Niveau für das Cumberland-Basin 21.5 *m*, für die Baie Verte 21.6 *m*; damit gelangt Dawson zu der Anschauung, dass wesentliche Differenzen der Wasserstände zwischen der Fundy-Bai und dem St. Lorenz-Golf nicht vorhanden sind.«

Lotungen in der Nähe von Island und den Färöern sind 1898 und 1899 von dem dänischen Schoner »Diana« ausgeführt worden. Nach dem von R. Hammer[1]) erstatteten Berichte ist es in den zwei Jahren gelungen, die grossen und ausgedehnten Untiefen und Fischbänke an der Ostküste Islands von Langenäs bis vor Beru-Fjord und fast alle Förden an der Ostküste zu kartieren und die Bodenverhältnisse und den Fischbestand zu untersuchen.

Dabei hat sich gezeigt, dass die Untiefen von weniger als 100 Faden Tiefe sich an mehrern Stellen 50—60 Seemeilen von der Küste hinaus erstrecken, dass sie aber häufig von Rinnen durchschnitten werden, welche oft bis in die Nähe des Ufers über 100 Faden tief bleiben. Auf den zwischen den Tiefen liegenden unterseeischen Rücken liegen die ausgedehnten Fischbänke, welchen Island seinen Fischreichtum verdankt. Eine genaue Kenntnis der Lage dieser Bänke ist aber von grossem Werte für die Fischerei, und mittels der neuen Karten wird den Schiffen die sichere Ortsbestimmung und Navigierung selbst dann ermöglicht sein, wenn Nebel das Land verhüllt.

Sehr erschwert wurden die Messungen durch die unruhige und unbeständige Witterung um Island, und namentlich legten die häufigen Nebel erhebliche Hindernisse in den Weg. Nach den Aufzeichnungen des dänischen meteorologischen Instituts kommen am Beru-Fjord durchschnittlich 212 Nebeltage auf das Jahr und auf die drei Sommermonate Juni, Juli und August (92 Tage) 67 Nebeltage. Der Sommer 1899 war verhältnismässig ungünstig. Im Mai waren Schneestürme häufig, und späterhin setzte eine Nebelperiode ein, welche ununterbrochen vier Wochen hindurch dauerte. In den drei Monaten, da die »Diana« den Vermessungen oblag,

[1]) Geografisk Tidskrift 15. Heft 3—4

waren nur insgesamt 9 × 24 Stunden derart, dass Vermessungen in grösserer Entfernung vom Lande vorgenommen werden konnten. Einen Ausgleich bewirken jedoch die hellen Nächte, so dass einmal sogar die Messungen ununterbrochen 3 × 24 Stunden hindurch fortgesetzt werden konnten.

Bei den Vermessungen bediente man sich des von dem dänischen Kapitän Rung konstruierten Universal-Bathometers, mit dem in der dänischen Marine in den letzten Jahren gegen 100000 Lotungen vorgenommen sind. Als Prinzip liegt demselben die Messung des Druckes der Wassermassen am Boden zu Grunde. Um den Apparat schnell zum Sinken zu bringen, ist er an einer dünnen Stahldrahtleine aufgehängt, welche über eine Rolle aufgerollt ist, von der sie ohne erheblichen Widerstand ablaufen kann. In der Regel ist der Apparat jedoch derart installiert, dass er mit Handkraft eingeholt werden muss, bei Messungen auf 100 Faden Tiefe eine mühsame Arbeit. An Bord der »Diana« kam daher ein von Leutnant z. S. A. Nielsen konstruierter Apparat zur Anwendung, durch den der Lotapparat bei der Einholung mit der Schraubenwelle in Verbindung gebracht wurde, so dass die Schiffsmaschine die Einholung, und zwar in der halben Zeit betrieb.

Nach Beendigung der Aufnahmen bei Island begann die »Diana« im letzten Monate die Vermessungen bei den Far-Öern, wo die Vermessungen am Lande durch den Generalstab im Laufe des Jahres zum Abschlusse gebracht waren.[1])

Tiefseelotungen in den Meeresbecken des Ostindischen Archipels. Der niederländische Kreuzer »Siboga« hat am 7. März 1899 von Surabaya aus eine einjährige Forschungsreise zu wissenschaftlichen Untersuchungen des Indischen Archipels ausgeführt. Die Reise bestand in zahlreichen Kreuzungen auf dem Meeresgebiete zwischen Borneo, Mindaao, Djilolo, Neu-Guinea, Timor und Java. Die wissenschaftliche Leitung hatte Prof. Max Weber (Amsterdam), der auch bereits einen vorläufigen Bericht über die Ergebnisse dieser Forschungsreise veröffentlicht hat.[2])

Über die Tiefseeverhältnisse dieses Meeresgebietes bemerkt Dr. Weber u. a.: »Ähnlich wie die Karibische See ist der Indische Archipel ein Teil der Erde, wo Küstengebiet und Tiefsee wiederholt in kurzen Abständen miteinander wechseln. Die Banda-, Celebes- und Savusee sind Becken, die mit Tiefen bis zu $5^1/_2$ *km* zu den tiefsten der Erde gehören. Die »Siboga«-Expedition konnte nachweisen, dass auch die Ceramsee mehr als 4000 *m* Tiefe erreicht, und die Halmahera-, Flores- und Balisee Tiefen über 2000 *m* aufweisen. Alle diese Becken liegen in einer Welt von Inseln eingeschlossen, die sich zwischen Asien und Australien ausdehnt. Der Indische Archipel ist demgemäss zwischen dem Indischen und Grossen Ozeane eingeschoben, jedoch so, dass eine Menge breiterer und engerer Strassen die Becken untereinander und mit den beiden benachbarten Ozeanen verbinden. Diese Verbindung ist aber derart, dass sie nur für die oberflächlichern Wasserlagen

[1]) Potonié's Naturwissenschaftliche Wochenschrift 1900. p. 260.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1900. p. 182.

stattfindet. Für die tiefern Wasserlagen wird der Zustand ein anderer. Während nämlich die Becken selbst grosse Tiefen haben, sinkt der Boden der Strassen, welche die Becken mit den Ozeanen verbinden, nirgends unter 1600 *m*. Theoretische Erwägungen hatten schon frühere Forscher zu dieser Annahme geführt. Die »Siboga« konnte nachweisen, dass in der That solche Schwellen bestehen, welche eine Verbindung der ozeanischen Wasserschichten aus grösserer Tiefe als 1600 *m* mit den korrespondierenden der interarchipelagischen Becken ausschliessen.

An der Hand früherer und unserer Lotungen kommt man zu folgenden Schlüssen über den Zusammenhang der verschiedenen Becken untereinander und mit den Ozeanen: Während die Javasee, zwischen den Grossen Sundainseln gelegen, nur geringe Tiefe hat, beginnt an der Ostecke von Java eine tiefe Spalte, die gegen Süden durch die Kleinen Sundainseln und gegen Norden durch eine Landerhebung begrenzt wird, auf welcher die Kangeang-, die Postillon- und Paternosterinsel liegen. Diese Spalte bildet die tiefe Bali- und Floressee, die zusammenhängen und ihrerseits wiederum in Verbindung stehen mit der Bandasee. Um dieses nachzuweisen, wurden Lotungen ausgeführt zwischen der Nordküste von Flores (Rusa Linguette) und Kalao tuwa, zur Saleyergruppe gehörig, in einer Linie also, in welcher die »Angelika-Untiefe« liegt. Hier durfte man am ehesten geringere Tiefe, sozusagen eine in nordsüdlicher Richtung ziehende Schwelle erwarten. Es wurden aber Tiefen von 2510 und 2560 *m* gefunden, woraus erhellt, dass das kalte Wasser von ungefähr 3° der tiefern Schichten der Bandasee in Verbindung steht mit der Flores- und Balisee.

In einem gleichen Verhältnisse steht auch die Savusee zur Bandasee. Auf theoretischen Erwägungen fussend, war Rottok, der Bearbeiter der Lotungen der »Gazelle«, zum Schlusse gekommen, dass zwischen Sumba, Pula Dana und Savu eine Schwelle mit ungefähr 2000 *m* Wasserbedeckung sich befinde. Unsere Lotungen haben gelehrt, dass hier in der That eine Bodenschwelle angetroffen wird, aber noch nicht 1500 *m* tief. Wir loteten hier von Westen nach Osten 779, 1456, 1419 *m*. Zieht man nun frühere Lotungen zu Rate unter gleichzeitiger Beachtung des Laufes der Küstenlinie, so ist zu vermuten, dass unser Lot nicht einmal die untiefsten Stellen berührt hat. Somit ist die Savusee gegenüber dem Indischen Ozeane, was die tiefern Wasserschichten angeht, abgeschlossen, denn zwischen West-Flores und Sumba fanden wir nur eine Tiefe von weniger als 1000 *m*. Demgemäss müssen die kalten Wasserschichten der Savusee von ungefähr 3° der Bandasee entstammen; die Verbindung vollzieht sich in der Ombaaipassage.

Von dem weiten Becken der Bandasee ist bekannt, dass sie von 1600 *m* ab eine gleichmässige Temperatur von ungefähr 3° hat, wie gross auch die Tiefe sein möge. Sie muss also von dieser Tiefe ab von dem ozeanischen Wasser abgeschlossen sein, da die Temperatur des Wassers im Indischen Ozeane bis zu 1°, und im Grossen Ozeane bis zu 1,8° fällt. Die Richtigkeit dieser theoretischen Erwägung konnten wir nachweisen, indem es uns glückte, Schwellen von der geforderten Tiefe aufzufinden, welche die Bandasee mit ihren Annexen in der vorausgesetzten Weise abschliessen. Eine Tiefenkarte, die unter den kundigen Händen des Kommandanten Tydeman in Bearbeitung ist, wird dies später deutlich machen hier sei vorläufig nur folgendes angedeutet.

Die Schwelle gegen den Indischen Ozean erstreckt sich von West-Flores über Sumba und Savu bis Timor. Wo sie zwischen diesen Inseln durch Wasser bedeckt wird, sinkt sie nicht bis zur kritischen Tiefe von 1600 *m*, Demnach entstammt das kalte Bodenwasser der Bandasee und ihrer Anhängsel nicht dem Indischen Ozeane, da auch die Passage zwischen Timor und der Sahulbank nicht die erforderliche Tiefe aufweist.

Anders ist es bezüglich des Zusammenhanges mit dem Grossen Ozeane. Sein kaltes Wasser hat freien Zutritt zur Molukkenpassage bis zu einer Schwelle zwischen den Sullainseln und Grossobi. Diese kann das Eintreten

von Wasser von der kritischen Temperatur eben nur gestatten, nämlich der Temperatur von ungefähr 3°, die wir in der Ceramsee, die sich unmittelbar hieran anschliesst, bis zu ihrer grössten Tiefe antreffen.

Es bleibt nun noch die Frage, wie es sich mit der Bandasee verhält. Ihre Verbindung mit der Ceramsee ist nach unserer Untersuchung eine ganz andere geworden, als frühere Karten darstellten. Sie geschieht nicht durch die Manipastrasse, da ein verhältnismässig untiefer Rücken von Buru nach Ceram diese Strasse schneidet, sondern zwischen Buru und Sulla besi. Ganz unerwartet fanden wir hier und weiter westlich von Buru, zwischen dieser Insel und Buton sehr grosse Tiefen als Fortsetzung der Tiefen der Bandasee. Acht durch uns ausgeführte Lotungen ergaben, dass die auf den Karten angegebenen frühern Lotungen absolut unrichtig sind. Statt geringer Tiefen fanden wir solche bis weit über 4000 *m*.

Die Verbindung der Ceramsee (und damit auch der Bandasee) mit dem Pazifischen Ozeane durch die Halmaherasee und Gilolopassage ist nur untiefer Art.

Bezüglich der Bandasee lehrten unsere Lotungen, dass dieselbe nicht das einfache, tiefe Becken ist, wie man es sich vorgestellt hat. Wir fanden vielmehr einen Rücken (Sibogarücken), der sich von den Luciparainseln nach den Bandainseln hin erstreckt An der andern Seite brachten sie den Nachweis, dass die Angabe der Karten, als ob in der Nähe der Bandainseln eine Tiefe von 7000 *m* vorkomme, unrichtig ist. Eine Reihe von Lotungen an besagter Stelle ergaben keine grössere Tiefe als 4000 *m*. Dagegen loteten wir anderorts in der Bandasee die grösste Tiefe von 5684 *m*.

Während nun die Bandasee, zusammen mit der Bali-, Flores- und Savusee an der einen Seite und mit der Ceram- und Halmaherasee an der andern Seite, ein zusammenhängendes System tiefer Becken darstellt, ist die Celebessee hiervon unabhängig, wenigstens was ihre kalten Wasserschichten angeht. Auch in ihr trafen wir Tiefen bis 5000 *m* an. Südlich setzt sie sich in die Makassarstrasse fort als schmale, tiefe Spalte zwischen der Borneo- und der Celebesbank, die den Spermonde-Archipel trägt. Beide sollen weiter unten noch näher besprochen werden. Die Makassarstrasse ist aber nur in ihrem nördlichen Teile eine Fortsetzung der Tiefen der Celebessee. da diese Tiefen nördlich von einer Linie endigen, die Makassar mit den Limainseln und damit mit Borneo verbindet.

Bekanntlich ist die Celebessee dadurch ausgezeichnet, dass ihre tiefste Temperatur 3.7° beträgt. Da diese Temperatur bereits bei 1300 *m* auftritt, so ist von dieser Tiefe ab bis zum Boden die Temperatur eine gleichmässige. Hieraus schloss man, dass die Celebessee von ihrer Umgebung abgeschlossen sein muss durch eine Bodenschwelle von ungefähr 1300 *m*, da der Pazifische Ozean in dieser Tiefe eine Temperatur von 3.7° aufweist, die tiefer allmählich bis 1.8° fällt.

Oberflächlich wird die Celebessee durch die Inselkette, die sich von der Nordostspitze von Celebes in der Richtung nach Mindanao erstreckt, und deren letzte Glieder die Karkalonginseln bilden, vom Ozeane geschieden. Sie liegen sämtlich auf einem Rücken von der geforderten Höhe. Nur zwischen den Karkalonginseln und Mindanao ist eine weite Passage, über deren Tiefe nichts bekannt war, obwohl gerade hier die kritische Stelle der Verbindung der Celebessee mit dem Pazifischen Ozeane ist. Die »Siboga« lotete daher zwischen Meares, der nördlichsten Insel der Karkalonggruppe, und der Insel Sarangani, südlich von Mindanao, fand aber keine geringere Tiefe als 1645 *m*. Vollständiges Abloten dieser weiten Passage hätte Tage gefordert; die gefundene Tiefe wies auch, verglichen mit den enormen Tiefen der Celebessee an der einen und des Pazifischen Ozeans an der andern Seite, darauf hin, dass hier die Schwelle sich befinden muss. Übrigens wurde noch zwischen den Talautinseln und Sangi gelotet, da die Möglichkeit nicht ausgeschlossen war, dass die gesuchte Schwelle vom Kap St. Augustin (Mindanao) über Palmas und die Talautinseln nach Siaou

ziehe. Wir loteten aber 3302 *m*, was gegen diese Auffassung spricht. Hohe, kurze See erschwerte diese Untersuchungen sehr.

Von weitern Lotungsresultaten seien nur noch die in der Lombokstrasse erhaltenen genannt. Die in den Seekarten eingetragenen Lotungen machten es nicht unwahrscheinlich, dass diese Strasse von derartiger Tiefe sei, dass sie auch für kaltes Wasser von wenigstens 7° eine Verbindung des Indischen Ozeans mit der Balisee herstelle. Aus unserer Untersuchung erhellt das Gegenteil. Der nördliche Teil der Lombokstrasse bis dicht an die Insel Penida, die in der Strasse liegt, ist gewissermassen eine südliche Fortsetzung der Tiefen der Balisee. Der südliche Eingang der Strasse weist aber eine Schwelle auf mit einer durch uns geloteten Maximaltiefe von nur 312 *m*. Dieser untiefe Landrücken zieht von der Südweststrecke von Lombok zur Insel Penida und von dort über die Inseln Tjeningan und Lembongan nach Bali.«

Der Boden der verschiedenen Seebecken des Indischen Archipels ist nicht wie der der Ozeane mit Resten von Foraminiferen, Radiolarien, Pteropoden und Diatomeen, den echten ozeanischen Niederschlägen bedeckt, sondern diese kommen nur sekundär vor und in verschiedenem Grade gemengt mit terrigenen Niederschlägen, die den Küsten entstammen.

Die Oberflächentemperatur des Meeres in der Umgebung der Brittischen Inseln bildet den Gegenstand einer grössern Untersuchung von H. N. Dickson.[1]) Im ganzen wurde die Angabe von 65 Stationen, an denen durchschnittlich während 18 Jahren morgens bei Sonnenaufgang und 4^h nachmittags beobachtet wurde, benutzt. Das Mittel aus beiden Ablesungen wird als wahres Tagesmittel betrachtet und kann in der That sehr angenähert als solches gelten. Im Jahresmittel beträgt die Temperatur für die See an der schottländischen Küste 8.4°, bei Irland 9.8°, in der Nordsee (Outer Dowsing) 9.2° bei den Scillys 12.1°. westlich von Irland (Minard-Dingle) 11.1°. Das Maximum der Oberflächentemperatur fällt fast überall auf den August und schwankt zwischen 12° (Schottland) und 17° nahe East-Goodwine. Die jährliche Schwankung ist am geringsten (6.4°) bei den Scillys und steigt in der Nordsee bis auf 10°.

Die hydrographischen Untersuchungen des nordatlantischen Ozeans in den Jahren 1895 und 1896 stellte O. Pettersson dar.[2]) Die Zahl der von verschiedenen Nationen entsandten Expeditionen in jenes Gebiet ist recht erheblich, allein da diese sämtlich ohne gemeinsamen Plan arbeiteten, so sind die erhaltenen Relultate im ganzen fragmentarisch, obgleich allenthalben möglichst exakte Beobachtungsmethoden angewendet wurden. Pettersson behandelt ausführlich: 1. die dänische »Ingolf«-Expedition. Die Untersuchungen wurden im Sommer 1895 und 1896 ausgeführt und galten im erstgenannten Jahre hauptsächlich den grönländischen Ge-

---

[1]) Quart. Journ Met. Sec. **25**. No. 112.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1900. p. 1.

wässern, namentlich der Davisstrasse. Die grösste und wichtigste Arbeit im Atlantischen Ozeane und im Nördlichen Eismeere führte die Expedition im folgenden Sommer 1896 aus. Hauptzweck der Expedition war, neues zoologisches Material für die Sammlungen der Universität zu erwerben, und es scheint, dass es ihr gelungen ist, diese Aufgabe mit ausgezeichnetem Erfolge zu lösen. Die hydrographischen Untersuchungen scheinen im Programme der Expedition eine mehr nebensächliche Bedeutung gehabt zu haben. Dass sie in Wirklichkeit eine hervorragende Rolle spielten, ist einesteils dem lebhaften Interesse des Kommandeurs C. F. Wandel für hydrographische Forschungen, sowie seinen Erfahrungen darin und andernteils dem Physiker der Expedition, M. Knudsen, zu danken, der seine Aufgabe mit ausserordentlicher Geschicklichkeit ausgeführt hat. Während der acht Monate, welche die Expedition unterwegs war, wurden 144 Lotungen vorgenommen. Gleichzeitig wurde von Böggild die geologische Beschaffenheit des Meeresgrundes, sowie von Dr. H. Hansen und Kand. Ostenfeld-Hansen das animalische und vegetabilische Plankton des Wassers untersucht. Diese Resultate sind noch nicht veröffentlicht. Der erste Band der von der »Ingolf«-Expedition herausgegebenen Schriften beginnt mit einem Reiseberichte des Leiters der Expedition und enthält wichtige Beiträge zur Kenntnis der Topographie des Meeresgrundes südlich von Island. Man erinnert sich, dass seit Frobisher's dritter Reise 1578 die Tradition von der Existenz einer — seitdem verschwundenen — Insel südwestlich von Island besteht; auf alten Seekarten ist diese Insel in 58° N. und 30° W. unter den Namen: »Das versunkene Land von Buss«, angegeben. In derselben Gegend hat seitdem das englische Kriegsschiff »Buldogg» bei 1328 *m* Tiefe eine Bank aufgefunden. Im SW dieser Stelle in 56° N. und 34° 35′ W. fand das Tender-Fahrzeug »Valorous« von der Nares'schen Expedition in 1225 *m* Tiefe Boden. Aus den letzten Jahren liegen Erzählungen vor von Erdbeben, die vorübersegelnde Schiffe in diesen Gegenden wahrgenommen haben. Da man somit Grund hatte, hier das Vorhandensein eines unterirdischen Plateaus zu vermuten, so liess Kommandeur Wandel sowohl die Tiefenverhältnisse als auch die Beschaffenheit des Meeresgrundes in dieser Gegend genauestens untersuchen. Die Resultate ergaben, dass das vermutete Plateau aus einer schmalen Bank besteht, die sich von Reykjanes in südwestlicher Richtung weit in den Atlantischen Ozean hinein erstreckt und eine in hydrographischer Hinsicht wichtige Wasserscheide zwischen zwei tiefen Meeresbecken bildet. Zweifellos ist die Bank vulkanischen Ursprunges und jedenfalls nach Schluss der Eiszeit gebildet, was dadurch bewiesen wird, dass der Meeresgrund hier beim Trawlen glatt und eben befunden wurde, während er zu beiden Seiten mit Steinblöcken übersät ist.

Die übrigen Teile im ersten Bande der Schriften der »Ingolf«-Expedition bestehen aus Beschreibungen der hydrographischen Resultate der Expedition von M. Knudsen.

Wegen des eigentlichen Details muss auf das Original verwiesen werden, nur über die Wasserverhältnisse zwischen Island und Färö möge einiges aus Pettersson's Darstellung erwähnt werden. Er sagt: »Auf der Bank zwischen Island und den Färöer-Inseln treffen der Golfstrom und der Polarstrom zusammen. Beide hemmen sich gegenseitig in ihrem Laufe, was an der Oberfläche durch eine ganz deutlich markierte Grenze zu Tage tritt, die sich vom südlichen Island bis zu den Färöer-Inseln hinzieht und in den Sommern 1895 und 1896, je nachdem der Wind nördlich oder südlich war, nördlicher oder südlicher sich befand, ohne indess das Gebiet der Bank zu verlassen. Ob jedoch dieser Gleichgewichtszustand an der Oberfläche zu allen Jahreszeiten oder nur in einzelnen Jahren existiert, ist ungewiss. Das einzige, was mit einiger Bestimmtheit angenommen werden kann, ist, dass der Polarstrom niemals als Oberflächenstrom die Färö-Island-Bank gegen S passiert, denn die Oberwasseruntersuchungen durch die Postdampfer der dänischen Regierung, die seit einigen Jahren zwischen Färö und Reykiavik gemacht werden, ergeben Golfstrom-Salzgehalt und Golfstrom-Plankton.

Hingegen scheint der Golfstrom die Färö-Island-Bank in der Regel als Oberstrom zu passieren, wenigstens, nach allen frühern Beobachtungen zu urteilen, im Frühjahre und Sommer. Die Verhältnisse während 1895 und 1896, wo der Golfstrom nur in geringer Stärke und nur als schmaler Oberstrom die Bank nahe den Färöer-Inseln überschritt und, durch das Zusammentreffen mit dem Polarstrom veranlasst, zum allergrössten Teile nach SW abbog und gezwungen war, sich südlich der Färöer-Inseln einen Weg über die Wyville-Thomson-Bank zu suchen, sind wohl eher als Ausnahmen zu betrachten, die zweifellos durch die in diesem Sommer vorherrschenden nördlichen Winde verursacht, oder — was ebenso möglich ist — durch periodische oder unperiodische Störungen im ganzen Stromsysteme des Atlantischen Ozeans, die sich vielleicht über eine grössere Anzahl von Jahren erstrecken, hervorgerufen wurden. Was Verf. veranlasst, für die Gegenwart solche Ausnahmeverhältnisse anzunehmen, will er später darlegen.

In den tiefern Wasserschichten auf dem Grunde der Bank spielt sich ebenfalls ein Konflikt zwischen Golf- und Polarstrom ab. Knudsen zeigt, dass der Polarstrom durch den Golfstrom in seinem Laufe gehemmt wird, wodurch sich seine obersten Wassermassen über der Bank stauen. Deutlich ist, dass in dieser Gegend (ungefähr 11—12° westl. L. von Greenw.) kein Wasser über die Bank aus dem Atlantischen Ozeane ins Nordmeer drang. Der Golfstrom floss völlig abseits. Dagegen zeigte der Polarstrom die Tendenz, unter den Golfstrom unterzutauchen und die Bank als Unterstrom zu passieren, wurde dabei aber stark mit Golfstromwasser vermischt. In den untern Niveaus entsteht nämlich durch Reibung ein Mischwasser von ungefähr 35—35.25 $^0/_{00}$ Salzgehalt, das den Charakter atlantischen Wassers trägt, durch seine niedrigere Temperatur (4°) aber den Einfluss arktischen Wassers verrät.

Nahe den Färöer-Inseln in nordöstlicher Richtung über die Bank dringt Golfstromwasser in das Nördliche Eismeer ein, biegt jedoch gegen Osten ab und wird zum Teile von Polarstromwasser überschwemmt, das durch Berührung mit dem warmen Wasser sich auf 10° erwärmt. Unterhalb dieses Golfstromarmes fliesst als Unterstrom oder Reaktionsstrom arktisches Wasser beinahe unvermischt ($t = 0.4°$, Salzgehalt $= 34.98$ $^0/_{00}$) über die Bank, das auf dem Grunde der tiefsten Rinnen sich seinen Weg sucht und in den Karten des Verf. nur sporadisch (durch eine kleine Fläche von 34 $^0/_{00}$ Wasser) auftritt. Es will scheinen, als ob das arktische Wasser an der nördlichen Seite der Bank am weitesten über den Rücken vordringe, und ein Teil dieses Wassers sucht sich auch wirklich oberhalb des Küstenplateaus von Island einen Weg und setzt sich nun, untermischt mit Flusswasser, längs der Südseite von Island als Küstenstrom fort. Weiter unten aber, auf der atlantischen Seite der Färö-Island-Bank, vermischt sich der Unterstrom mit Golfstromwasser, wie aus den übrigen »Ingolf«-Stationen südöstlich von Island bis ungefähr zum 17.° W hervorgeht. Dagegen gelangt arktisches Wasser vom Nordmeere in unvermischtem Zustande über die östliche Seite der Bank, so dass das Grundwasser der östlich vom 17.° W gelegenen Stationen im Atlantischen Ozeane, südlich von Island, niedrigere Temperatur und niedrigern Salzgehalt aufweist.«

2. Die englische »Research« - Expedition und die Flaschenposten des Fishery Board. Diese Expedition war ausgesandt worden, um die 1893 angefangenen internationalen hydrographischen Forschungen in dem nördlichen Atlantischen Ozeane fortzusetzen und die frühern Tieflotungen des »Jackal« von 1893—1894 und des »Knight Errant« 1880 an denselben Stationen zu wiederholen. Es wurden Temperaturreihen mit N. Z.-Thermometern und Wasserproben mit dem Mill'schen Wasserschöpfer genommen, wobei allerdings gewisse Unregelmässigkeiten vorkamen, die sich jedoch leicht aus den Beobachtungstabellen eliminieren lassen. Die analytische Arbeit wurde von H. W. Dickson, dem frühern Physiker und Chemiker der »Jackal«-Expeditionen, ausgeführt und der Salzgehalt durch Titrieren mit $^1/_5$ Normal-Silberlösung bestimmt. Aus den so erhaltenen Resultaten Dickson's hat Pettersson versucht, den Zustand der Färö-Shetland-Rinne im August 1896 durch zwei Längen- und eine Quersektion (»Research« A, B und C) anschaulich zu machen. Aus Dickson's Diskussion der meteorologischen Verhältnisse geht hervor, dass die Windrichtung in diesem Sommer überwiegend eine nördliche oder nordwestliche war, und dass die in dieser Gegend gewöhnlich so ausgeprägte südliche und südwestliche Komponente der Windrose damals wenig zum Vorscheine kam. Man weiss aus den Beobachtungen der »Ingolf«-Expedition, dass der Hauptarm der Golfstromtrift, auf dem Scheitel der Färö-Island-Bank von dem Polarstrome zurückgedrängt, nach O (gegen die Färöer-Inseln) ab-

gelenkt wurde. In der Sektion »Research« C ersieht man, dass Einströmung vom Atlantischen Ozeane ins Norwegische Meer hauptsächlich über die Wyville-Thomson-Bank längs des nordwestlichen Abhanges der Färö-Shetland-Rinne im Lee der Färö-Inseln stattfand. Ein zweiter Arm des atlantischen Warmwasserstromes folgte der südöstlichen Seite der Rinne und breitete sich von da über das Nordseeplateau aus, erlitt aber auf der Böschung dieses Plateaus eine bedeutende Mischung durch den Auftrieb der untern salzärmern Wasserschichten, was sich deutlich durch die Form der Isohaline 35 $^0/_{00}$ im Querschnitte »Research« C kundgiebt. Auch in der Sektion »Research« B begegnen wir Verzweigungen dieser Warmwasserader in 150 und 400 *m* Tiefe. Über den Wyville-Thomson-Rücken drangen also im August 1896 zwei verschiedene Arme des Golfstromes ein. Dieses Verhältnis wurde zuerst durch die biologischen Untersuchungen von Cleve erkannt. Als Cleve nämlich die Planktonfänge der »Research«-Expedition untersuchte, fand er einen bedeutenden Unterschied in dem Charakter des vegetabilischen Planktons der westlichen und der östlichen Stationen. An jenen Stationen brachte das Schleppnetz hauptsächlich Diatomeen von dem sogenannten Styli-Typus (Cleve), an diesen hauptsächlich Cilioflagellaten, dem sogenannten Tripos-Plankton (Cleve) angehörend, an Bord.

Die Grenze der beiden Planktongebiete erstreckte sich längs der Mitte der Färö-Shetland-Rinne von SW gegen NO. Östlich der Grenze war Tripos-Plankton vorherrschend in dem Nordseegebiete und in dem norwegischen Küstenwasser. Wahrscheinlich bildete das submarine Plateau von Rockall die Grenzscheide zwischen den beiden Golfstromarmen, welche im Sommer 1896 vor dem Wyville-Thomson-Rücken zusammentrafen.

Cleve macht noch auf einen äusserst wichtigen Umstand aufmerksam. Sämtliche Flaschen, welche an den östlichen Stationen ausgesetzt wurden, schlugen eine östliche und nachher südliche Richtung ein und landeten entweder auf den Orkney- und Shetland-Inseln oder an der schottischen und englischen Nordseeküste, während die Flaschen der westlichen Stationen entweder gar nicht wiedergefunden wurden (was vermuten lässt, dass sie von dem Golfstromarme nach hohen nördlichen Breiten versetzt wurden) oder in Norwegen (Gegend von Trondhiem und Kramsö in Söndmöre) im November oder Dezember 1896 landeten, nach einer Fahrt von 116, resp. 111 Tagen. (Distanz etwa 800 *km*.)

Durch Dr. T. Wemyss Fulton wurden nicht weniger als 3553 Flaschen und Schwimmkorke vom September 1894 bis zum Februar 1897 in allen Teilen der Nordsee ausgeworfen, von denen 14% wiedergefunden sind. Diese Flaschenposten zeigen, »dass die Wasserzirkulation der Nordsee in der Regel in allen Jahreszeiten cyklonisch ist. Um so wichtiger ist es deshalb, zu erfahren, dass diese Regel ihre Ausnahmen hat, und dass sich im Dezember 1896

und im Januar 1897 diese cyklonische Wasserbewegung in eine anticyklonische verwandelte, was dadurch erwiesen wird, dass sämtliche Flaschenfahrten damals retrograd verliefen, so dass Flaschen von der holländischen Küste nicht wie gewöhnlich in Jütland, sondern an der Küste von Norfolk landeten, ferner Flaschenposten von der Firth of Morny auf den Orkney- und Shetland-Inseln gefunden wurden u. s. w. Gleichzeitig mit dieser Umkehrung des Stromsystems der Nordsee fanden im Skagerrak grosse hydrographische Veränderungen statt, welche der Winterfischerei von Heringen an der schwedischen und norwegischen Küste ein Ende machten.«

3. Untersuchungen in den nördlichen Teilen des norwegischen Meeres und in der Barentz-See durch skandinavische, russische und englische Forscher. Aus den Beobachtungen, welche die schwedische hydrographische Kommission ausführte, ergiebt sich, dass 1896 die hydrographische Situation ganz ähnlich war derjenigen, welche Mohn und Tornö im Jahre 1878 vorgefunden und beschrieben haben. »Wir müssen uns also vorstellen, dass ein Zweig des nordatlantischen Golfstromes im SW von Spitzbergen untersinkt, aber als Unterstrom seinen Weg nordwärts längs des Abhanges der Küstenbank von Spitzbergen fortsetzt. Der ganze Weg dieses Unterstromes wird schon im Frühjahre durch eine Bucht von eisfreiem Wasser zwischen dem Packeise an der Westküste von Spitzbergen und dem grönländischen Eisstrome markiert. Es ist dies die sogenannte »Whalers Bay« oder die alte Schiffsroute der Robben- und Walfischfänger, welche schon vor Jahrhunderten von den Holländern und Engländern benutzt wurde, um früh im Jahre die Häfen an der nordwestlichen Ecke Spitzbergens zu erreichen. Um den Besitz eben dieser Häfen, welche man wegen ihrer Zugänglichkeit als sehr wertvoll betrachtete, wurde damals lebhaft gestritten, und es wurden sogar einige Seeschlachten geschlagen. Es giebt bekanntlich neben der »Whalers Bay« auch andere grössere Einbuchtungen in dem eisführenden Polarstrome, welche mehr oder weniger konstant in den verschiedenen Sommern an derselben Stelle im Meere auftreten und von den Walfischfängern als Einfahrtswege zu den Fangplätzen benutzt werden. Eine solche Bucht im Eise öffnet sich südlich und östlich von Jan Mayen ,eine andere erstreckt sich in westlicher Richtung gegen die grönländische Küste längs dem 74. und 75. Breitengrade, eine dritte in nordwestlicher Richtung längs der Westküste von Nowaja Semlja u. s. w. Der Verlauf der Isohalinen der Meeresoberfläche in den Karten von Mohn und Tornö macht es sehr wahrscheinlich, dass alle diese tiefen Einschnitte in dem eisbedeckten Teile des Nordmeeres von Unterströmen von relativ wärmerem Wasser, d. h. von Ausläufern des Golfstromes, verursacht werden. Einen direkten Beweis für die Existenz eines solchen Unterstromes in 74° N findet man in der Tieflotung an Station XII der dänischen Expedition nach Ostgrönland 1891 bis-

1892. Diese Station liegt in 74° 45′ N und 11° 42′ W in der Mitte des grönländischen Eisfeldes, etwa halbwegs zwischen der Eisgrenze und der Mündung des Franz Joseph-Fjords. Die Auflockerung des Eises in dieser Gegend, durch welche den Robbenfängern im Hochsommer ein ergiebiges Jagdrevier und den wissenschaftlichen Expeditionen ein Einfahrtsweg nach der Ostküste von Grönland eröffnet wird, scheint keineswegs zufällig zu sein, sondern beruht vielmehr auf der Existenz eines warmen Uferstromes.

Es ist wahrscheinlich, dass südwestlich von Spitzbergen eine Verzweigung des Golfstromes stattfindet, und dass der westliche Zweig, wovon die Spuren in der Oberflächenkarte von Tornö zwischen 74 und 75° N deutlich zu erkennen sind, derjenige ist, welcher eine Ablenkung gegen die Ostküste von Grönland erleidet, während der nördliche Zweig als Unterstrom, an der Bank von Spitzbergen vorüberfliessend, sich schliesslich in das tiefe Polarmeer verliert, wo er nach Nansen bis nördlich von den Sibirischen Inseln nachgewiesen wurde. Zwischen beiden Zweigen schiebt der Polarstrom von NW her einen mächtigen Keil von kaltem Wasser (t = — 1.4 bis — 1.5°) in südöstlicher Richtung gegen die Bäreninsel vor.«

Die hydrographischen Verhältnisse des nordatlantischen Ozeans 1898. Admiral C. F. Wandel hat seit 1897 durch die dänischen Schiffe, welche den Nordatlantik kreuzten, Beobachtungen über die Temperatur, den Salzgehalt und das Plankton des Oberflächenwassers anstellen lassen. Die Ergebnisse der Beobachtungen aus dem Jahre 1898, hat Martin Knudsen[1]) veröffentlicht.[2])

Die Beobachtungen sind in 21 Berichten enthalten, deren Ergebnisse tabellarisch und kartographisch wiedergegeben sind.

Im Januar und Februar 1898 schwankte die Temperatur des offenen Nordatlantik zwischen 6.0° und 8.13°. Diese beträchtlichen Schwankungen können teils im Einflusse der Luft, teils in der Vermischung mit kälterem Wasser begründet sein. Wenn das Wasser aus südlichern Gegenden kommt, wird es abgekühlt, teils durch Berührung mit der kältern Luft, teils durch Vermischung mit Wasser aus den drei Polarströmen: dem Labradorstrome, dem ostgrönländischen und dem ostisländischen Polarstrome. Es ist nicht immer leicht zu entscheiden, welcher dieser beiden Ursachen die Abkühlung des Oberflächenwassers zuzuschreiben ist; denn es steht zwar fest, dass eine Wasserprobe (möge deren Temperatur nun hoch oder niedrig sein) mit hohem Salzgehalte nicht mit Polarwasser vermischt sein kann; dagegen kann man aber nicht bei einem niedrigen Salzgehalte (etwa 35.25‰) ohne weiteres annehmen, dass eine Vermischung mit Polarwasser stattgefunden hat, denn

---

¹) Jagttagelser over Overfladevandets Temperatur, Saltholdighed og Plankton paa islanske og geonlanske Skibsrouter i 1898. Kopenhagen, Gad.
²) Potonié's naturw. Wochenschrift 1900. p. 249.

Salzgehalt und Temperatur des Wassers aus dem atlantischen Ozeane können auch durch atmosphärische Einflüsse, durch Niederschlag und Kälte, herabgesetzt werden.

Einen interessanten Beleg für den Einfluss der Atmosphäre auf die Temperatur des Oberflächenwassers im Monat Januar bieten die Beobachtungen des Postdampfers »Laura« auf der Reise von den Färöern nach Island. Die Temperatur des Oberflächenwassers schwankte zwischen 5.0° und 8.3°. Da nun einerseits der Salzgehalt sehr hoch war, nämlich 35.38—35.47, anderseits die Temperatur des Oberflächenwassers genau derjenigen der Luft folgte, so ist es einleuchtend, dass die Fahrt der »Laura« in unvermischtem Wasser des Atlantischen Ozeans erfolgte, dessen niedrige Temperatur nicht die Folge der Vermischung mit Polarwasser war. Diese Verhältnisse herrschten auch zwischen den Färöer und den Shetland-Inseln. Nur an den beiden Punkten südöstlich von den Färöer in nächster Nähe dieser Inselgruppe zeigte sich ein geringfügiger Einfluss des ostisländischen Polarstromes (Temperatur 6.5° und 6.7°, Salzgehalt 35.31 und 35.35‰), der sich an dieser Stelle sehr weit nach Süden erstreckt.

Ungefähr in der Mitte zwischen den Shetland-Inseln und den Färöer finden wir das warme, stark salzhaltige Wasser (Temperatur 7.5°, Salzgehalt 35.53‰), welches den östlichen Teil des Golfstromes charakterisiert. Dieser »östliche Teil des Golfstromes« mit einem Salzgehalte über 35.50‰ hatte im ersten Teile des Jahres 1898 nur eine geringe Ausdehnung zwischen den Shetland-Inseln und den Färöern. Ende April nimmt er schnell zu und erreicht sein Maximum in den ersten Tagen des Mai. Er erstreckt sich dann ganz bis an die Grenze des ostisländischen Polarstromes zwischen den Färöern und Island, und unter 58° nördl. Breite reicht er bis 24° westl. L. Nach diesem Zeitpunkte nimmt er erheblich an Ausdehnung ab, beschränkt sich auf einen Teil des Fahrwassers zwischen den Shetland-Inseln und den Färöern und reicht von dort nur ein ganz kurzes Stück nach dem Westen. Im August ist »der östliche Teil des Golfstromes« ganz verschwunden, lässt sich nicht mehr beobachten und zeigt sich erst im Dezember wieder. — Die Beobachtungen im April lassen erkennen, dass »der östliche Teil des Golfstromes« seine Grenzen in hohem Grade ändert, wenn der Wind seine Richtung und seine Stärke ändert. Südöstliche und östliche Winde können im Laufe weniger Tage den Strom ganz nach den Färöern hinüberzwängen. Nördliche Winde beschränken dagegen den Umfang des Stromes bedeutend. Westliche Winde zwängen den Strom gegen Schottland und die Shetland-Inseln; südwestliche und südliche Winde geben dem Strome dagegen grössern Umfang.

Der ostisländische Polarstrom steht nach den Beobachtungen insofern in einer gewissen Beziehung zum östlichen Teile des Golfstromes, als er sich zurückzieht, wenn dieser seine grösste Aus-

dehnung hat. Wenn dagegen der östliche Teil des Golfstromes eingeschränkt wird, schiesst der ostisländische Polarstrom südlich von Island recht weit nach Süden. Die Schwankungen, denen der Umfang des einen Gebietes unterworfen ist, machen sich also auf dem des andern bemerkbar. In Übereinstimmung damit ist das Gebiet des ostisländischen Polarstromes am 20. Juni am grössten. Er hat da seinen Einfluss geltend gemacht von den Vestmanöer bis an die Färöer; aber bereits am 2. Juli ist er wieder zurückgedrängt worden, so dass sein Abstand von Island auf 15° westl. L. 50 Seemeilen betrug. Diese Ausdehnung wurde fast den ganzen Juli hindurch beibehalten, und somit hat der ostisländische Polarstrom sich im Sommer 1898 an der südöstlichen Küste Islands besonders weit nach dem Süden erstreckt; denn im August erstreckte er sich wieder mit seinem Salzgehalte von 34‰ und einem Wasser, das 2—3° kälter als das des Atlantischen Ozeans ist, bis dicht an die Färöer.

»Der westliche Teil des Golfstromes« mit Salzgehalten zwischen 35.00 und 35.25‰ kommt im ersten Teile des Jahres 1898 gar nicht oder doch nur in sehr geringer Ausdehnung vor. Er wächst beträchtlich im Laufe des Juli und hat im August eine erhebliche Ausdehnung gewonnen, aber auf Kosten des eigentlichen zentralen Golfstromes und namentlich des östlichen Teiles desselben.

Der ostgrönländische Polarstrom mit Salzgehalten unter 35‰ ist einer ganz ähnlichen Änderung unterworfen wie die vorher genannten Ströme, selbst wenn man von den bedeutenden Schwankungen in der Begrenzung desselben absieht, deren Ursprung in dem Einflusse des Windes zu suchen ist. So ist der ostgrönländische Polarstrom südöstlich von Cap Farvel im Oktober über doppelt so breit als im April. Im April hat die Grenze zwischen dem ostgrönländischen Polarstrome und dem Wasser des Atlantischen Ozeans fast ostwestliche Richtung. Im Laufe des Sommers dreht sich die Grenze gegen Norden und verläuft im August an der Stelle, wo sie von den Schiffsrouten geschnitten wird, in ungefähr nordsüdlicher Richtung.

Die Oberflächenströmungen des nordatlantischen Ozeans nördlich von 50° nördl. Br. bildete den Gegenstand einer Untersuchung von Georg Wegemann.[1])

Der Verf. giebt in der Einleitung eine geschichtliche Übersicht der Beobachtungen. Hiernach sind dieselben erst seit Mitte des 19. Jahrhunderts von Belang. Beobachtungen über die Verhältnisse des Streifens zwischen 40—55° nördl. Br. verdanken wir besonders den grossen Tiefseeexpeditionen der »Challenger« (1874 — 1877), der »Gazelle« (1874—1876), der »National« und der »Valdivia«, sowie zahlreiche Lotungen und einige Temperaturserien den Kabeldampfern und Schiffen der Handelsmarine. Der Meeresraum nörd-

[1]) Aus dem Archive der deutschen Seewarte 22. No. 4.

lich von Newfoundland zwischen Labrador und Westgrönland ist wenig von wissenschaftlichen Expeditionen besucht worden; ihr Hauptziel war meistens die Suche nach der nordöstlichen Durchfahrt oder Erforschung der Polargegenden. Wichtig für die Kenntnis der Tiefenverhältnisse der Davisstrasse und Baffinsbay sind die Reisen des »Arctic« (1873), »Alert« und »Discovery« (1875), »Valorous« und »Gulnare« (1880). Das Gebiet um Grossbritannien bis zu den Färöern im Norden und entlang der Westküste Europas ist hauptsächlich das Arbeitsfeld der englischen Marine. Durch die Expeditionen der »Buldog« (1860 und 1869—1870), »Porcupine« (1869), »Lightning« (1868), »Valorous« (1875) bis Westgrönland, »Knight Errant« (1880), »Triton« (1882), »Research« u. a. m. sind wir über die Verhältnisse zwischen Irland und den Färöern hinreichend unterrichtet. In den Meeresteil längs der südlichen Westküste Europas fallen die ersten und letzten Beobachtungsstationen der »Challenger« (1872 und 1876), der »Gazelle« (1874 und 1876), der deutschen Planktonexpedition (1889), sowie zahlreicher Schiffe der englischen, deutschen und niederländischen Kriegs- und Handelsmarine. Für den Golf von Biscaya verdienen die Beobachtungen durch die »Firebrand« (1859), die »Travailleur« (1880—1882) und die »Caudan« Erwähnung. Um die Erforschung des Raumes südlich von Island und östlich von Grönland haben sich die Dänen besondere Verdienste erworben. Mit Recht hat Nordenskjöld jenen Meeresteil »Irminger See« genannt und den Hauptstrom desselben an der isländischen Küste »Irminger Strom« nach dem dänischen Admiral, welcher seit 1853 unablässig dort die Stromverhältnisse studiert und das Strombild verbessert hat. Die Tiefseeforschungen der »Fylla« (1878) und der »Ingolf« (1879), sowie zahlreiche Beobachtungen dänischer Kriegs- und Handelsschiffe, besonders von Walfischfängern, haben das Material ergänzt. Wohl die besten und reichhaltigsten Beobachtungen verdanken wir der dänischen Ingolfexpedition (1895—1896).

Auch die beiden deutschen Expeditionen, die sogenannten Planktonexpeditionen der »National« (1889) und der »Valdivia« (1899) haben wichtige Beiträge zur Physik jenes Teiles des nordatlantischen Ozeans geliefert, indem der Ozeanograph der erstern, Prof. Krümmel, sogar eine Änderung des bisherigen Strombildes der »Irminger See« zu konstatieren in der Lage war, die, wie Verf. zeigt, sich als zutreffend erwiesen hat, der theoretisch diese Strömungen der Irminger-See und ihren Zusammenhang mit dem Stromsysteme des Atlantischen Ozeans nördlich von 50° nördl. Br. aus den physikalischen Verhältnissen ableitet, und zwar nach dem von Prof. Mohn zuerst auf das europäische Nordmeer angewandten Verfahren.

Dieses Verfahren Mohn's setzt R. Engelhardt kurz in folgender Weise auseinander.[1]) Mohn konstruiert zunächst aus den beiden

[1]) Aus dem Archive der Deutschen Seewarte 22. No. 6.

Hauptursachen der Meeresströmungen, Wind und Dichtigkeitsunterschiede, zwei Stromsysteme, die ihren graphischen Ausdruck in den von ihm sogenannten Wind- und Dichtigkeitsflächen finden. Um die Windrichtung zu ermitteln, hat Mohn aus langjährigen barometrischen Beobachtungen (besonders aus den Küstengegenden des Nordmeeres) eine Isobarenkarte hergestellt; diese ergiebt nach dem barischen Windgesetze mit Hilfe der barometrischen Gradienten die vorherrschende Windrichtung und Windstärke, aus welchen Daten er dann durch ein empirisches Verfahren die Richtung und Stärke der durch den Wind hervorgerufenen Meeresströmungen und der dadurch erzeugten Abweichungen der Meeresoberfläche von einer bestimmten Niveaufläche berechnet. Das ist seine Windfläche.

Im zweiten Falle (Dichtigkeitsfläche) berechnet er nach dem Gesetze der kommunizierenden Röhren die aus der örtlich verschiedenen Dichtigkeit resultierenden Abweichungen der Meeresoberfläche von einer bestimmt festgelegten Niveaufläche.

Durch Superposition der beiden Flächen, der Wind- und der Dichtigkeitsfläche, erhält er dann die sogenannte Stromfläche und daraus weiterhin ein Stromsystem für den betreffenden Meeresteil, welches im gegebenen Falle (allerdings auch wohl infolge einiger aus der Erfahrung genommener Korrekturen) mit dem thatsächlichen Stromsysteme, soweit dasselbe erforscht ist, sehr gut übereinstimmt.

Die Wasserzirkulation im Nordatlantischen Ozeane stellt Dr. O. Pettersson dar.[1]) Aus dieser wichtigen Abhandlung ist folgendes hervorzuheben:

Man unterscheidet zwischen Golfstrom und Golfstromtrift. »Der Golfstrom hat eine innere Zirkulation, die bis zu den Azoren und dem Passatgebiete reicht und das Sargassomeer umkreist. Nördlich davon hat man die mächtige Bewegung des warmen atlantischen Wassers gegen N und NO, die sogenannte »Golfstromtrift«. Die Grenze zwischen beiden ist nach den Bahnen der zahlreichen Flaschenposten, welche von den Schiffen der deutschen Marine wie auch von dem Fürsten von Monaco u. a. ausgesetzt wurden, zwischen 43—47° nördl. Br. zu verlegen. Die Golfstromtrift wird im grossen und ganzen als eine von den vorherrschenden südwestlichen Winden verursachte Bewegung der erwärmten atlantischen Oberflächenschicht betrachtet. Eine genauere Betrachtung lehrt, dass diese grosse Wassertrift, welche sich fächerförmig ausbreitet, verschiedene Zweige oder Warmwasseradern enthält, von denen sich jeder gegen eine der vier Meerengen richtet, welche den Nordatlantischen Ozean mit den Polarmeeren verbinden: Davis-Strasse, Dänemark-Sund, die Meerenge zwischen Island und den Färöern und die Shetland-Färö-Rinne.

Die Zirkulation des Nordatlantischen Ozeans wird von der Formation des Meeresgrundes in sehr hohem Grade beeinflusst. Die

[1]) Petermann's Mitteilungen 1900. p. 61.

Bewegung des Wassers geht über den grossen Meerestiefen in anderer Weise vor sich als über den Küstenbänken, und der Charakter, den die Konfiguration des Meeresgrundes der ozeanischen Zirkulation verleiht, spiegelt sich sogar in den Grenzlinien der Karte wieder, vorausgesetzt, dass diese nach genauen Messungen gezeichnet ist, namentlich nach Messungen des Salzgehaltes, des ersten und wichtigsten Erkennungsmerkmales für die Herkunft verschiedener Wassersorten. Dass die Bodenerhebungen, die Grönland mit dem europäischen Kontinente verbinden und die Becken des Nordatlantischen Ozeans von denen der Nordsee und des Polarmeeres trennen, in ganz bestimmter Weise auf das Stromsystem des Ozeans einwirken, zeigt die Karte auf den ersten Blick. Auch südlich davon macht sich der Einfluss der Bodenschwellen, die in südwestlicher Richtung von Island und den Färöer-Inseln ausgehen, in den Isohalinen und den Isothermen der Oberfläche bemerkbar.

Durch den Rockall- und Reykjanes-Rücken sowie durch die Südspitze Grönlands wird das Tiefbecken des Nordatlantischen Ozeans in vier tiefe Becken oder Mulden geteilt, von denen das westlichste zwischen Labrador und Grönland durch die Schwelle in der Davis-Strasse zwischen Kap Walsingham und der dänischen Kolonie Godhaab begrenzt wird. Das nächste zwischen Grönland und dem Reykjanes-Rücken wird durch die Schwelle im Dänemark-Sund, das dritte zwischen dem Reykjanes-Rücken und dem Rockall-Plateau, durch die Bank zwischen Island und den Färöer-Inseln und das vierte oder die Rockall-Rinne, zwischen dem Rockall- und dem britischen Plateau, durch die Wyville-Thomson-Bank begrenzt. Jede dieser grossen Tiefrinnen entspricht einer Abzweigung des atlantischen Warmwasserstromes. Die beiden westlichen Becken gehören näher zusammen, und die ganze Gegend westlich vom Reykjanes-Rücken kann man als das Westatlantische Gebiet bezeichnen. Auf gleiche Weise hängen die beiden östlichen Becken miteinander zusammen und werden hier als das Ostatlantische Gebiet oder das eigentliche Golfstromgebiet bezeichnet, nach den Golfstromabzweigungen, die von hier aus ihren Weg gegen das Nördliche Eismeer nehmen.

Das östliche Gebiet zwischen Reykjanes-Rücken und den Britischen Inseln. Der Arm des Golfstromes westlich vom Rockall-Plateau wird bei der Island-Färöer-Bank durch den ostisländischen Arm des Polarstromes gehemmt, nur ein Teil fliesst in das Norwegische Meer westlich der Färöer-Inseln, während der übrige Teil gegen Osten abbiegt und südlich von Färö sich mit dem durch die Rockall-Rinne fliessenden östlichern Golfstromarme vereinigt. Beide Arme fliessen danach weiter über die Wyville-Thomson-Bank; hierauf biegt der östliche Arm gegen S ab in die Nordsee und erleidet auf der nördlichen Böschung des Nordseeplateaus durch Mischung mit dem Tiefenwasser eine Herabsetzung seines Salzgehaltes, was als eine Wirkung der Friktion gegen den Boden und der Gezeiten zu betrachten ist. Der andere Arm floss im August 1896 gerade durch

die Shetland-Färö-Rinne und danach in paralleler Richtung mit der Küste von Norwegen durch das Norwegische Meer.

Der östliche Golfstromarm, welcher die Westküste der Britischen Inseln umhüllt, entsendet auch eine Zunge von warmem und salzreichem Wasser durch den englischen Kanal in die Nordsee. Sowohl in der Karte der »Drachen«-Expedition von 1882—1884 als in sämtlichen nachher publizierten hydrographischen Karten der Nordsee tritt diese Formation zu allen Jahreszeiten und in allen Monaten des Jahres, am ausgeprägtesten aber im Spätsommer und Herbste, konstant hervor. Man ersieht daraus, dass ein beständiges Einfliessen atlantischen Wassers in die Nordsee durch den Kanal stattfindet, verursacht durch den Andrang des östlichen Armes der Golfstromtrift, der während der genannten Jahreszeit am stärksten ist, gegen die englische Westküste. Ausserhalb der Mündung des Kanals bildet derselbe Golfstromarm eine rückläufige Trift, den sogenannten Rennelstrom, der jedoch höchst variabel ist.«

»Von den beiden Armen des westatlantischen Gebietes fliesst der eine westlich gegen die Mündung der Davis-Strasse. Bis zum 55.° nördl. Br. fliesst er gewöhnlich an der Oberfläche, nachher aber setzt er seinen Lauf als Unterströmung fort bis zur Bodenschwelle zwischen der Baffin-Bai und der Davis-Strasse. Durch diese warme Unterströmung schmilzt das Eis des Polarstromes in der Davis-Strasse, und so weit sie es vermag, d. h. so weit als das Meer tief genug ist, hält sie das Wasser eisfrei. Sie spielt in der Davis-Strasse dieselbe Rolle wie der Golfstromarm im Nördlichen Eismeere, westlich von Spitzbergen. Die Eismassen des grönländischen Polarstromes, sowie die Eisfelder und Eisberge des Labradorstromes können ihre Existenz nur bewahren, wenn sie über die westlichen Küstenbänke von Grönland und Labrador hintreiben, deren Höhe die warme Unterströmung nicht erreicht. Die grönländische Küstenbank wird jedoch unter 64° nördl. Br., vor Godthaab, sehr schmal; dieser Hafen wird bekanntlich auch zuerst im Sommer eisfrei.

Nordwestlich von Godthaab zieht eine schmale Rinne durch die Bodenschwelle zwischen der Davis-Strasse und der Baffin-Bai, durch welche der Unterstrom sparsam und wahrscheinlich intermittierend in das tiefe Becken der Baffin-Bai einströmt.

Man ist natürlicherweise geneigt, das in verschiedenen Jahren ungleiche Auftreten von Eismassen in der Davis-Strasse den Unregelmässigkeiten des grönländischen Polarstromes zuzuschreiben. Das ist insoweit richtig, als der Polarstrom zweifellos das eine Jahr reichlichere, das andere geringere Eismassen mit sich führt; aber man darf nicht vergessen, dass der Zustand in der Davis-Strasse und der Baffin-Bai auf mehrern Faktoren beruht, und dass die mächtigere Ausdehnung des Polarstromes nur einer derselben ist. Nicht minder wichtig, obgleich bis jetzt noch verborgen, ist die Entwickelung des atlantischen Unterstromes, denn sein Wärmegehalt ist es, der das

Eis von unten her schmilzt, und dessen Wirkungen sich bis in die Baffin-Bai hinein erstrecken dürften.

Das zweite grosse Tiefbecken des westatlantischen Gebietes, das sogenannte Irminger-Meer zwischen Grönland, Island und dem Reykjanes-Rücken, wird am westlichen Rande von dem eisführenden Polarstrome und an der östlichen Seite von der Abzweigung des atlantischen Warmwasserstromes, dem Irminger-Strome, umflossen. Er folgt dem Reykjanes-Rücken bis gegen die Südwestecke von Island und setzt seinen Lauf längs der Westküste von Island bis zum Dänemark-Sunde fort. Südlich von der Bodenschwelle in diesem Sunde teilt er sich in zwei Arme, von denen der eine westlich und südlich, neben und unterhalb des grönländischen Polarstromes fliesst und somit dessen Unterschicht bildet.«

Die längst bekannte Thatsache, dass das Grundwasser im westlichen Teile des ganzen Atlantischen Ozeans kälter und weniger salzhaltig ist als an der östlichen Seite, erklärt Pettersson dadurch, dass dieses kältere Grundwasser sich bildet im Meeresgebiete zwischen Neufundland, Labrador, Grönland und Island, und zwar dadurch, dass die durch die Eisschmelze und den Kontakt mit dem Polarstrome am meisten abgekühlten Wasserpartikel auf den Grund sinken und sich hier nach S hin verbreiten.

»In der ostatlantischen Mulde bildet sich die Grundschicht nicht durch von der Oberfläche niedersinkendes, abgekühltes Wasser, sondern wird auf eine ganz andere Weise zugeführt. Das beweist Knudsen schlagend durch folgendes: »Die Temperatur der Oberfläche im östlichen Teile des Atlantischen Ozeans (südlich von Island und den Färöer-Inseln) sinkt im Winter niemals zu niedrigern Werten als 6 — 7°. Da die Temperatur des Bodenwassers in der grössten Tiefe in diesem Teile des Atlantischen Ozeans jedoch so niedrig wie etwa 2°. sein kann, so sieht man ein, dass diese Bodenschicht nicht Wasser der Oberschicht (Golfstromwasser), das durch Abkühlung niedergesunken ist, sein kann.« Zwischen dem Gebiete westlich vom Reykjanes-Rücken und dem ostatlantischen oder eigentlichen Golfstromgebiete besteht also der wichtige Unterschied, dass die thermische Konvektion, d. h. der Wärmeaustausch zwischen Meer und Atmosphäre, in dem erstgenannten Gebiete tiefer auf den Grund oder sogar bis auf den Grund reicht, während sie in dem letztgenannten Gebiete in einer gewissen Tiefe stehen bleibt, die Knudsen durch seine Bestimmungen der Absorptionstemperatur τ^0 für den im Wasser gelösten Stickstoff auf 700—800 *m* festsetzen konnte. Eine andere Folge dieser Verhältnisse ist, dass das westatlantische Gebiet von der Oberfläche bis zum Grunde Wasser von 34—35 $^0/_{00}$ Salzgehalt hat, während in dem ostatlantischen Gebiete ein Oberstrom bedeutend salzhaltigern und wärmern Wassers (die Wassermasse des »Golfstromes«) über eine Unterschicht kältern und minder salzhaltigern Wassers von ganz anderer Herkunft fliesst. Schliesslich will Verf. noch auf eine andere sehr wichtige Ungleichheit hinweisen, die auch auf die im Vorher-

gehenden genannten Ursachen zurückzuführen ist: Die Temperatur der Oberfläche des westatlantischen Gebietes bleibt in allen Jahreszeiten fast konstant, während sie im Golfstromgebiete vom Winter zum Sommer bedeutend wechselt (z. B. in der Gegend südlich von Island um ca. 4—5°). Es ist klar, dass im westatlantischen Gebiete, wo der Wärmeaustausch mit der Atmosphäre, oder die Konvektion, auf Grund der homogenen Beschaffenheit des Wassers, sich sehr viel tiefer erstreckt, im Winter eine Abkühlung der Oberfläche ein geringeres Sinken der Temperatur hervorrufen muss, als in dem ostatlantischen Gebiete, dessen Konvektion sich nur so tief erstreckt, als das Golfstromwasser reicht, d. h. ca. 700—800 *m.*«

Woher die untere Wasserschicht im ostatlantischen Gebiete stammt, oder woher sie ihren höhern Salzgehalt und die höhere Temperatur, welche sie vom westatlantischen Bodenwasser unterscheiden, empfängt, ist nach Pettersson nicht ganz klar; jedenfalls habe der Golfstrom an der Bildung dieses Bodenwassers keinen Anteil.

Was den östlichen (isländischen) Arm des Polarstromes betrifft, so trennt sich dieser »zwischen Jan Mayen und Island von dem grönländischen Eisstrome und fliesst in nahezu südlicher oder südöstlicher Richtung gegen die Nordküste von Island und die Färöer. Zwischen Island und den Färöern begegnet ihm der westliche Arm der Golfstromtrift, und östlich der Färöer fällt er dem Golfstrome in die Flanke und wird von dem wärmern und deshalb relativ leichtern Golfstromwasser überlagert (d. h. im Sommer, denn im Winter oder wenigstens in gewissen Wintern, zu denen die letztverflossenen zu zählen sind, scheint ein entgegengesetztes Verhalten einzutreten, indem das Wasser des arktischen Stromes seinerseits das Golfstromwasser überlagert und sogar in die norwegische Rinne eindringt).

Dieser ostisländische Strom ist nicht nur für die ozeanische Zirkulation im Nordatlantischen Ozeane von Bedeutung, sondern übt auch einen ausserordentlichen Einfluss auf das Klima von Nordeuropa und auf die Fischereiverhältnisse des Nordseegebietes aus.«

Pettersson macht bezüglich dieses Polarstromes darauf aufmerksam, »dass er, obgleich er ein arktischer Strom ist und einen bedeutenden, wenn nicht den grössten Teil der dem Polarmeere entfliessenden Wassermassen nach südlichern Gegenden abführt, dennoch eine östliche, der ablenkenden Komponente der Erdrotation entgegengesetzte Richtung einschlägt, was natürlich nicht ohne besondern Aufwand an Bewegungsenergie geschehen kann. Zweitens ist diese mächtige Meeresströmung ohne jeden sichtbaren Abfluss und scheint sich in dem Golfstromwasser spurlos zu verlieren. Drittens ist der ostisländische Polarstrom in der Regel (nicht immer oder in jedem Jahre) eisfrei.«

Die Wasserzirkulation im Nordatlantischen Ozeane spielt sich nach Pettersson's Auffassung in der Weise ab, dass das Golfstromwasser als Unterstrom entlang der tiefen Rinnen und Mulden des

Meeres nach den westlichen und nördlichen Teilen des Meeres und sogar unter die Eisdecke des Polarbeckens und des grönländischen Meeres gezogen wird, wo es ein Abschmelzen des Polareises bewirkt, wodurch einerseits ein mächtiger Oberflächenstrom (der ostisländische Polarstrom) und anderseits eine kalte Tiefwasserschicht entsteht, die die Eismeertiefe bis zum Rande der unterseeischen Bodenschwellen erfüllt. Der ostisländische Polarstrom bewegt sich gegen diese Schwellen, wo er dem Golfstrome begegnet, und findet für einen Teil seiner Wassermassen über den Färö-Island-Rücken unter dem Golfstromwasser einen Abfluss in die atlantischen Meerestiefen, während der andere Teil längs der Nordseite der Schwellen sich bewegt, wo das arktische Wasser nördlich der Färöer wiederum mit den Golfstromzweigen zusammentrifft und im Sommer als Unterstrom, im Winter sogar als Oberflächenstrom die Mündung der norwegischen Rinne und das Nordseeplateau erreicht und in den letzten Ausläufern in der westlichen Nordsee und im Skagerrak und Kattegat sich verliert.

Die Treibkraft, welche diese Unterströme bewegt, liegt nach Pettersson in dem Vorgange des Eisschmelzens. »Die Eisschmelzung ist aber nicht als eine direkte Energieverwandlung von latenter Wärme in Arbeit aufzufassen, sondern als ein Glied eines thermodynamischen Kreisprozesses, worin eine früher in dem Eise aufgespeicherte potentielle Energie ausgelöst wird. Eine äusserst wichtige Rolle spielt die Eisschmelzung in dem Meere östlich und südlich von Neufundland. Auch hier entsteht ein Strom an der Oberfläche (die sogenannte Golfstromtrift) und eine kalte Bodenschicht, indem das Wasser des Polarstromes unter den Golfstrom sinkt. In dem grössten Massstabe aber äussert sich die Wirkung der Eisschmelzung auf die ozeanische Zirkulation am Eisrande des Antarktischen Meeres. Von dort gehen die kalten Oberflächenströmungen des Indischen, Atlantischen, Pazifischen Ozeans aus, und das untersinkende kalte Wasser bildet die Bodenschicht dieser Meere. Die hydrographische Situation in der Nähe eines solchen Eisrandes ist in den antarktischen Meeren dieselbe wie in den arktischen.

Die Tiefe der antarktischen Eisberge ist so gross (500 *m* und darüber), dass die Abschmelzung des Eises durch den Unterstrom zu einer grossartigen Arbeitsleistung von ca. 7 Meterkilogramm für jedes Kilo geschmolzenen Eises Anlass giebt.

Überall, wo die Eisschmelzung im Meere in grösserem Massstabe vor sich geht, verleiht sie der ozeanischen Zirkulation einen mehr oder weniger ausgeprägten Charakter. Der Unterschied in der Wasserzirkulation des Atlantischen und des Stillen Meeres ist zum grossen Teile auf die verschiedenen Eisverhältnisse in beiden Ozeanen zurückzuführen.«

Schliesslich hebt Pettersson hervor, dass die von ihm nachgewiesene Zirkulation im Nordatlantic »nicht unveränderlich ist,

sondern periodischen und aperiodischen Schwankungen unterliegt. Es giebt z. B. Jahre, in denen der ostisländische Polarstrom nicht eisfrei ist, sondern grosse Massen von Treibeis längs der Nord- und Ostküste hinführt. In solchen Jahren wäre es von Interesse, die Entwickelung und den Zustand des Irminger-Stromes und der übrigen Golfstromzweige zu beobachten, denn Golfstrom und Polarstrom bilden ein jeder das Komplement zu dem andern. In jedem Breitengrade spielt sich der Konflikt der beiden Meeresströmungen ab, beide reichen von den Tropen bis zum Nordpole. Unterwegs überlagern sie einander wechselseitig. In südlichen Breiten überlagert der Golfstrom das arktische Wasser, in nördlichern gewinnt der Polarstrom Oberhand über das atlantische Wasser. Die Überlagerung ist lediglich eine Folge der Temperaturverhältnisse.«

»Man sieht,« sagt Pettersson weiter, »dass im allgemeinen bei den in dem Golfstromgebiete des Norwegischen Meeres vorkommenden Salzgehalten die Überlagerung seitens des arktischen Wassers beginnen wird, wenn die Temperatur unter 5° gesunken ist. Diese Überlagerung kann von verschiedenen Seiten her, von Norden, Nordwesten u. s. w., eintreten. Am merkwürdigsten ist diejenige, welche in den letzten Wintern zwischen den Färöern und der norwegischen Küste stattgefunden hat, wo die Golfstromfläche förmlich in zwei Teile getrennt war durch den Keil von arktischem Wasser, der aus NW gegen die Mündung der norwegischen Rinne vordrang.

Die klimatischen Folgen davon sind leicht zu erklären. Die Vertikalzirkulation erstreckt sich durch die ganze Tiefe der Golfstromwasserschicht, und ebensoweit wie diese mit der Atmosphäre in Kontakt steht, erstreckt sich auch im Winter das barometrische Depressionsgebiet im Norwegischen Meere. Wo sie von einer Schicht arktischen Wassers überlagert wird, wird der Wärmeinhalt des Wassers ausserordentlich schnell erschöpft, weil die Vertikalzirkulation sich nur so tief erstreckt, wie das Wasser von homogenem Salzgehalte ist, d. h. bis zum Niveau des Golfstromwassers. Nur der Golfstrom vermag wegen seiner mächtigen Wärmekapazität die Temperatur der Oberfläche des Eismeeres im Winter auf 5 — 6° zu erhalten. Ringsum sinkt die Oberflächentemperatur rasch, so dass sich die folgenden Isothermen konzentrisch dicht gedrängt um das von der 5°-Isotherme umschlossene Gebiet lagern. Diese hydrographische Situation spiegelt sich in der Lage der atmosphärischen Isobaren der meteorologischen synoptischen Karten ab, wenn diese nach den Mittelwerten aus den Beobachtungen eines längern Zeitraumes konstruiert werden.«

Das Mittelwasser der westlichen Ostsee. Die Bearbeitung der Wasserstände an den sechs westlichen Ostseestationen für die Jahre 1882 bis 1897 ist vom Kgl. Preuss. Geodätischen Institut 1899 beendigt worden.[1])

[1]) Veröffentlichungen des Königl. Preuss. Geodätischen Instituts. N. F. No. 4. Potsdam 1900.

»Das Anfangsjahr dieses Zeitintervalles war dadurch gegeben, dass sich die Flutmesser in Marienleuchte und Arkona seit 1882 in Betrieb befanden, und dass die Bearbeitung der ältern Wasserstände in Wismar und Warnemünde bis zum Jahre 1881 einschliesslich geführt worden war. Das Endjahr 1897 war dadurch bestimmt, dass von 1898 ab die Flutmesser in Pillau und Memel im Betriebe sind. Von 1898 ab können daher die Wasserstände längs der ganzen deutschen Ostseeküste von Westen nach Osten verglichen werden, und es beginnt somit eine neue Epoche, die einer spätern Bearbeitung vorbehalten bleibt.

Die Bearbeitung der ältern Wasserstände von 1882—1897 umfasst eine vergleichende Übersicht der direkt beobachteten täglichen Wasserstände um 12^h mittags, sowie der aus Tagesmitteln abgeleiteten Monatsmittel. Sämtliche Beobachtungen sind unter Zugrundelegung des Küstennivellements der Königlichen Landesaufnahme, welches die sechs Flutmesser miteinander verbindet, und unter Festhaltung der frühern Höhenlage des Ausgangspunktes in Swinemünde (— 1.073 *m* über N. N.) auf den Preussischen Normalhöhenpunkt (N. N.) bezogen worden.

Das Gesamtresultat aus den 16 Jahren 1882—1897 ergab unter diesen Voraussetzungen folgende Höhenlage des Mittelwassers über N. N.:

	Travemünde	Marienleuchte	Wismar	Warnemünde	Arkona	Swinemünde	
1.	—0.1202	—0.1264	—0.1252	—0.1116	—0.0470	—0.0674	m

Die Resultate sind dann ferner, gleichfalls unter Festhaltung der Höhenlage des vorerwähnten Ausgangspunktes in Swinemünde, zusammengestellt worden: 2. und 3. unter Zugrundelegung der Nivellements des Geodätischen Instituts, und zwar 2. unter Hinzufügung der fehlenden Strecken Travemünde—Marienleuchte und Stralsund—Arkona nach den ältern Messungen der Landesaufnahme, 3. unter Hinzufügung dieser Strecken nach den Ergebnissen des Küstennivellements; sodann ferner 4. unter Zugrundelegung der ältern Nivellements der Landesaufnahme und 5. mit Benutzung aller drei Nivellements. Es ergiebt sich danach folgende Lage des Mittelwassers über N. N.:

	Travemünde	Marienleuchte	Wismar	Warnemünde	Arkona	Swinemünde	
2.	—0.0801	—0.1074	—0.1082	—0.0896	—0.0990	—0.0674	m
3.	—0.0801	—0.0854	—0.1082	—0.0896	—0.0720	—0.0674	
4.	—0.1301	—0.1584	—0.1322	—0.0766	—0.0500	—0.0674	
5.	—0.1101	—0.1274	—0.1222	—0.0926	—0.0610	—0.0674	

Berücksichtigt man die frühern Bearbeitungen der Mittelwasser in Travemünde, Wismar, Warnemünde und Swinemünde, so erhält man bei derselben nivellitischen Grundlage wie für 1:

	Travemünde	Marienleuchte	Wismar	Warnemünde	Arkona	Swinemünde	
	1855/97	1882/97	1849/97	1856/97	1882/97	1811/97	
6.	—0.1387	—0.1264	—0.1230	—0.1068	—0.0470	—0.0655	m

Diese Werte sind indes nicht streng vergleichbar, da sie sich auf verschiedene Epochen beziehen. Streng vergleichbar sind nur die Werte 1; diese sind als Endwerte gewählt worden, ohne sie jedoch als definitive zu bezeichnen, da der Ausgangspunkt in Swinemünde noch des von der Landesaufnahme in Aussicht genommenen Neuanschlusses an den Normalnullpunkt in Berlin bedarf.

Die Gesamtmittel für die 16 Jahre 1882—1897 der aus den täglich um 12^h mittags direkt abgelesenen Wasserstände sind ferner mit den aus den Tagesmitteln abgeleiteten Gesamtmitteln verglichen worden, und zwar einmal das Gesamtmittel aus den rohen Werten, zweitens nach Hinzufügung der Sonnenflutkorrektion für 12^h mittags. Es ergab sich, dass man, falls die Sonnenflutkorrektion genügend sicher bestimmt ist, aus einmaligen täglichen Beobachtungen genau denselben Wert erhält, wie aus dem Verlaufe der kontinuierlichen Wasserbewegung.

Die Vergleichung der Endergebnisse der Mittelwasser für die sechs westlichen Ostseestationen zeigt die Tendenz eines Ansteigens von Westen nach Osten, und zwar ist diese Tendenz ausgeprägt, welches Nivellement man auch zu Grunde legt. Man wird dies vielleicht ungezwungen auf den Einfluss der Winde, und zwar auf das Vorherrschen der Westwinde zurückführen können. Denselben Eindruck erhält man bei der Betrachtung der Jahreskurven der Wasserstände, deren Verlauf eine Parallelität mit den in den verschiedenen Jahreszeiten herrschenden Winden erkennen lässt.«

Untersuchungen über die Strömungen der Ostsee von R. Engelhardt.[1]) In dieser Abhandlung beschäftigt sich Verf. mit der Konstruktion der sogen. Dichtigkeitsfläche im Sinne Mohn's für die gesamte Ostsee, da in diesem Meeresgebiete die Temperatur- und besonders die Salzgehaltsverteilung sehr wechselvoll und für die resultierenden Stromvorgänge von besonderer Wichtigkeit ist. Die Untersuchungen haben zunächst nur ein theoretisches Interesse, und wegen der Einzelheiten muss auf das Original verwiesen werden.

Die Meeresströmungen zwischen Singapore und Taku sind von G. Schott bearbeitet worden.[2]) Für das Gebiet der südlichen Chinasee (zwischen Singapore und Hongkong) bezieht er sich dabei lediglich auf die schon vor 25 Jahren veröffentlichten Angaben des Kapitän Wagner. Im Südwestmonsun existiert eine allgemeine Strömung nach nordöstlicher Richtung, die aber ebenso wie der sie erzeugende Wind nicht so regelmässig und beständig ist, als der durch den entgegengesetzten Monsun erzeugte Südweststrom. Im offenen Meere ist während des Südwestmonsuns der nordöstliche Strom selten stark, hört sogar bei längern Windstillen mitunter ganz auf oder nimmt alle möglichen Richtungen an. Am stärksten tritt er in der Nähe der Küsten, namentlich an den hervorspringenden Kaps, den verschiedenen Inselgruppen und Untiefen hervor. Der nordöstliche Strom zeigt sich zuerst, und zwar schon im Mai, im südlichen Teile des Meeres zwischen Singapore und Pulo Condore, fliesst hier beständig während des ganzen Monsuns und variiert in Stärke zwischen $^3/_4$ und $1^1/_2$ Seemeile die Stunde. Von Süden kommend, nimmt er zunächst eine nordnordöstliche Richtung an, bis er die Küsten von Cambodia und Cochinchina erreicht. Von der Mündung des Saigon-Flusses an biegt er nach ONO um, hat anfangs eine Geschwindigkeit von etwa 1 Seemeile die Stunde, nimmt dann aber schnell zu und erreicht bei Kap Padaran häufig eine Schnelligkeit von 2—3 Seemeilen die Stunde.

Nachdem er diesen Punkt passiert hat, nimmt die Geschwindigkeit bis zu $1—1^1/_2$ Seemeile die Stunde wieder ab.

Im Juni ist der nordöstliche Strom bereits über die ganze China-See ausgebreitet.

---

[1]) Archiv der deutschen Seewarte 22. No. 6.
[2]) Annalen der Hydrographie 1900 p. 428.

Das Gesagte gilt als Regel, doch sind Ausnahmen hiervon nicht selten; überhaupt sind die Strömungen des Südwestmonsuns bei weitem nicht so regelmässig als die des entgegengesetzten Monsuns, weil deren Ursachen — die Winde — sehr unbeständig sind.

Der Strom hört im offenen Meere nach anhaltenden Windstillen fast gänzlich auf, kehrt dann aber oft mit verdoppelter Stärke zurück, sobald der Südwestwind von neuem anfängt durchzuholen.

Im September hört die nordöstliche Strömung auf, worauf sich sehr bald die entgegengesetzte des Nordostmonsuns fühlbar macht, da weiter nördlich dieser Wind bereits in der letzten Hälfte des September einsetzt und die Wassermassen in Bewegung bringt. Schon im Anfang Oktober findet man im nördlichen Teile der China-See überall Südweststrom, der sich schnell nach Süden fortpflanzt und im Dezember und Januar seine grösste Stärke erreicht. Von Norden kommend, fliesst er durch den Formosa-Kanal in südwestlicher Richtung in die China-See ein. Ein Teil der Wassermassen geht nach WSW längs der Südküste Chinas, bei Hainan und westlich von den Paracels vorbei, erreicht schliesslich die Küste von Cochinchina; der Hauptstrom aber behält die durch den Formosa-Kanal angenommene Südwestrichtung bei, fliesst in dieser durch das offene Meer östlich von den Paracels und vereinigt sich bei Kap Varela wieder mit dem westlichen Stromzweige. Diese ganze Südweströmung nimmt, namentlich wenn im Formosa-Kanal der Monsun sehr stark auftritt, eine bedeutende Schnelligkeit an.

Im nördlichen Teile der China-See (zwischen Hongkong und Taku) sind die Strömungen des Südwestmonsuns ebenfalls vergleichsweise schwach und unregelmässig in Richtung und Stärke. Der April ist der Übergangsmonat im Frühjahre; um diese Zeit sind sowohl in der Formosa-Strasse wie im Gelben Meere meist keinerlei reguläre Bewegungen vorhanden.

Für Mai und die folgenden Monate Juni, Juli und August kommen aber die Nordostversetzungen, welche im Gelben Meere zu Nord-, ja Nordwestversetzungen (letzteres zumal auf der östlichen Hälfte dieses Meeres) werden, mehr und mehr zum Durchbruche. Am konstantesten — soweit davon im Sommer die Rede sein kann — ist in der Nähe von den Goto-Inseln und bei Quelpart ein (auch im Nordostmonsun vorhandener) Nord- bis Nordweststrom, und auf der Schantung-Kiautschou-Seite sind Südsüdwest- bis Südwestversetzungen häufig, die sogar im August, zur Zeit des Südostmonsuns, zeitweilig mit über 30 Seemeilen Geschwindigkeit pro 24 Stunden auf der Höhe des Südostvorgebirges von Schantung aufgetreten sind.

Was sonst von der Mitte des Gelben Meeres gemeldet wird, sind bald lediglich schwache Triften nach Norden vor dem südlichen Monsun, bald — besonders oft im Mai und Juni — schwache Versetzungen nach Süden, vielleicht Fortsetzungen des eben genannten Schantung-Stromes.

Im Golfe von Pe-tschi-li kommen ozeanische Strömungen im allgemeinen nicht in Frage.

Im September bereits vollzieht sich für die nördlich von Hongkong gelegene Fahrtstrecke der Übergang zum winterlichen Strombilde, das auch für die Schiffahrt von ungleich grösserer Bedeutung ist als das des Sommers.

Bezüglich des winterlichen Nordostmonsuns muss man zwischen einer auf die offene See beschränkten warmen Strömung, die im allgemeinen Nordost-, bezw. Nordrichtung einhält, und der kalten chinesischen Küstenströmung, welche von Schantung ab der Küste parallel nach S und SW zieht, unterscheiden.

Die warme Strömung, hier bereits Kuro-siwo genannt, ist zwischen Formosa und Japan nicht von der Bedeutung für die Schiffahrt wie an den Südküsten der japanischen Inseln (van Diemen-Strasse bis Yokohama), aber doch wichtig genug. Nahe der Ostküste von Formosa läuft das warme blaue Wasser meist mit erheblicher Schnelligkeit nach NNO bis NO gegen den Nordostmonsun an; ja auch an der Westküste Formosas findet man warmes Wasser fast bis Tamsui hinauf mitten im Winter, meist auch verbunden mit schwachen Nordversetzungen, so dass wir sicher sind, dass ein schmaler warmer Stromzweig an der Südspitze Formosas vorbei in die Formosa-Strasse hinein dicht unter der Westküste der Insel hinzieht und damit gewaltige Gegensätze zu den Verhältnissen an der Festlandsküste schafft. Nordwärts von Formosa ist der Kuro-siwo im Winter unzuverlässig, da es vorkommt, dass der durchschnittlich heftig wehende Nordostmonsun ihn zum Stillstande bringt.

Die Abzweigung, die er in das Gelbe Meer an dessen östlicher Seite nordwärts sendet, ist meist sehr gut konstatierbar, zumal in der Gegend von Quelpart; es ist dies dieselbe Stromrichtung, die schon für den Sommer für diese Gegend angegeben wurde; sie ist erklärlich, es muss Ersatz geschafft werden für das abfliessende Wasser der kalten chinesischen Küstenströmung.

Diese letztere kommt aus dem Golfe von Pe-tschi-li, setzt mit grosser Kraft südwärts am Schantung-Vorgebirge (wo aber dicht unter Land auch Neerströme nach Norden auftreten), fliesst dann nach SSO bis zur Höhe der Tschusan-Inseln und dann nach SW bis Hongkong. Ihr Wasser ist schmutzig grün bis hellgrün, sehr kalt, haben wir doch im Golfe von Pe-tschi-li im Hochwinter Temperaturen von nur 2 — 3° und es kommt deshalb noch mit nur rund 13° im Februar bei Breaker Point in der Formosa-Strasse an, während man an der Formosa-Küste 22—23° findet.

Die antarktischen Meeresregionen schilderte Dr. Aretowski auf Grund seiner Erfahrungen während der Expedition der »Belgica.«[1])

[1]) 72. Vers. deutscher Naturforscher zu Aachen 1900. Gaea 1900. p. 754.

In der unmittelbaren Nähe der Feuerland-Insel beträgt die Tiefe des Meeres etwa 300 *m*, um dann in plötzlichem Abfallen auf 1800 und weiterhin auf 4000 *m* zu steigen, welch letztere Tiefe dann mit Schwankungen um etwa 200 *m* die allgemeine ist. In den antarktischen Regionen, bei Grahamland, wurden besonders häufig Lotungen vorgenommen. Die wichtigsten Resultate dieser Arbeit sind, dass man zwischen den Shetlandinseln und Feuerland pelagische Sedimente fand, in denen man festländische Bestandteile entdeckte, wie Sand und kleinere Steine. Südlich vom Polarkreise holte man sogar grössere Blöcke aus der Tiefe herauf. Um die Frage zu lösen, woher dieses terrestrische Material stamme, wurde eine Exkursion auf die Eisberge unternommen, welche ergab, dass dieses terrestrische Material dorther stammt. Indem Aretowski die Erklärung des Prof. Heim-Zürich erwähnt, dass die antarktischen Eisberge Massen von Feldeis seien, sowie dass dieses Eis grün sei, tritt er dieser Ansicht entgegen und betont zunächst, dass das Eis schön blau gefärbt sei. Bei der Überwinterung der »Belgica« fanden sich in nächster Nähe 200 Eisberge, bei denen viele arktische Formen zeigten. In diesen Eisbergen zeigten sich blaue und weisse Bänder, über deren Herkunft eine gesicherte Ansicht nicht besteht. Aretowski geht dann zur Herkunft der antarktischen Eisberge, zu den Gletschern über. Es ist zweifellos, dass die Eisberge aus kontinentalem Eise bestehen. Am Anfange des flämischen Fjords in Grahamland fanden sich zahlreiche Gletscher, vor denen Eisberge lagen. Der antarktische Gletscher unterscheidet sich wesentlich ebenso von dem alpinen, wie von dem Grönlands, nur auf Franz Joseph-Land finden sich einigermassen ähnliche. Bei 64° südl. Br. reicht die Schneegrenze bis auf 30 *m* über Meereshöhe, 1° südlicher an der pazifischen Seite sogar bis an den Meeresspiegel hinab. Ja nach der Temperatur und der Grösse des Landes erreicht die Dicke der alles bedeckenden Schnee- und Eisschicht eine ausserordentliche Stärke, wie Kapitän Ross bei seiner Fahrt auf eine Eismauer stiess, deren Tiefe ungefähr 400 *m*, deren Höhe etwa 60 *m* betrug. Bei derartigen Eismengen ist es kein Wunder, dass zur Gletscherbildung nicht einmal Thäler und Mulden nötig sind. Infolge dieser Schnee- und Eisschicht ist es sehr schwierig und teilweise unmöglich, die wirkliche Landoberfläche festzustellen; man kann dieselbe nur in etwa nach der Richtung der Gletscher und Spalten bestimmen. Häufig fanden sich Moränen, ohne dass sich ein Gletscher zeigte, der sie gebildet hätte. Man muss annehmen, dass in der Eiszeit das ganze Gebiet noch mehr vergletschert war, und dass später manche Gletscher vom Meere überspült wurden, wie Aretowski von einem Gletscher berichtet, der in einer Tiefe von 600 *m* unter einem 10 Seemeilen breiten Meeresarme zwei von ihm gebildete Moränen verbindet.

9. Quellen und Höhlen.

Heisse Quellen im Thale des Songwe-Flusses haben Dr. Fülleborn und Oberleutnant Glauning entdeckt. Sie berichten darüber folgendes: »Diese Quellen liegen $4^1/_2$ Stunden nordwestlich der Herrnhuter Missionsstation Utengule. Der Weg dorthin führt zuerst durch das Verbreitungsgebiet vulkanischen Gesteines, später bei seiner Annäherung an den rechten Abhang des Songwe-Thales über Sedimentgestein. Der Abhang fällt hier etwa 200 *m* fast senkrecht ab und besteht in seinem obern Teile aus einer etwa 15 *m* mächtigen Schicht von Konglomeraten, darunter rotem Sandstein in fast ungestörter horizontaler Lagerung von 150 *m* Mächtigkeit. In der Thalsohle steht Marmor an, der sich auf dem linken Songwe-Ufer zu einem Bergrücken von etwa 150—200 *m* Höhe erhebt. Der Marmor ist zum Teil weiss, zum Teil zeigt er rote und schwarze Bänderung. Die Sandsteinformationen zeigen die an das Elbsandsteingebirge erinnernde typische Form der abgestumpften Pyramide.

Dass in diesem Thale heisse Quellen beim Dorfe Pilansimba vorkommen, war schon früher bekannt und über dieselben vom Bezirksamtmann v. Elpons seiner Zeit an das Gouvernement berichtet worden. Jedoch sind diese Quellen im Verhältnisse zu den am heutigen Tage entdeckten unwesentlich.

Etwa 45 Minuten westlich der eben erwähnten Quellen liegen im Berghange auf dem linken Songwe-Ufer ausgedehnte Höhlen, welche den Missionaren schon früher bekannt waren und auch von Europäern in ihrem vordern Teile besucht worden sind. Am 8. Juni wurden die Höhlen von Oberarzt Dr. Fülleborn in Begleitung des Missionars Kootz bei Fackelbeleuchtung eingehender erforscht. Diese Höhlen dienten früher der Bevölkerung als Zufluchtsstätten und sind daher in ihrem vordern Teile mit Lagerstätten und Vorrichtungen zum Anbinden des Viehes versehen. Der Eingang ist verschanzt. Das Innere der Höhlen, in das bis auf etwa 1 *km* vorgedrungen wurde, ist mit einer dicken Schicht von Fledermausguano bedeckt und zeigt hohe Dome und lange Galerien.

Tropfsteingebilde sind nur sehr spärlich vorhanden. Das äusserste Ende der Höhlen, in dem sich ein Fluss befinden soll, konnte grosser Terrainschwierigkeiten wegen nicht erforscht werden.

Eine halbe Stunde von den ersterwähnten Quellen, nahe beim Dorfe Livesia, liegen in einer Höhe von etwa 1100 *m* am linken Abhange des Songwe-Flusses die Maronde-Quellen. Die zahlreichen Dumpalmen und in Buschform vorkommenden Phönixpalmen (wilde Dattelpalmen), die jenseits des Songwe-Flusses sich erhebenden schroffen Sandsteinformationen, überragt von der gewaltigen Bergkette des Mbeye, gestalten hier die Gegend zu einem Landschafts-

bilde von entzückendem Reize. Der Ort selbst erscheint in einer Ausdehnung von 200 *m* und in einer Höhe von 50 *m* durch Sinterbildungen schneeweiss, den Enden eines Gletschers nicht unähnlich. Hier entspringen nebeneinander fünf grössere wasserreiche Quellen. Dieselben strömen in einem etwa 50 *m* breiten, flachen Strome den Bergabhang herab. Die durch Algen bedingte grüne, orangegelbe, rotbraune und graue Färbung des überrieselten Gesteines steht in eigenartigem Gegensatze zu der blendend weissen weitern Umgebung. Auch finden sich hier Sinterterrassen von schönen Formen und Farben, die im kleinen an die Neu-Seeländer Geysire erinnern. Die Temperatur der Quellen betrug etwa 70°. Ferner befinden sich etwa 15 *m* oberhalb an einer 10 *m* hohen Felswand ebenfalls durch Sinter hervorgerufene tropfsteinartige Säulenbildungen. Auffällig erscheint es, dass in diesem heissen Wasser zahlreiche Algen vegetieren, welche streckenweise durch Ausscheiden von Kalk zur Bildung einer auf dem Wasser schwimmenden festen Kruste geführt haben. 25—30 *m* oberhalb der untern Quellen liegen auf einem Plateau mit senkrecht abfallenden Wänden 8—10 Erdlöcher, die brodelndes Wasser enthalten, auf eine Längenausdehnung von etwa 200 *m* verteilt. Die Umgebung derselben war mit dichtem Rasen bedeckt. Das grösste dieser Erdlöcher, das eingehender untersucht wurde, hatte einen Durchmesser von 1—1.50 *m*, eine Wassertiefe von 1.50 *m*. Die Wassertemperatur betrug 43°. In dieser Quelle stiegen zahlreiche Kohlensäureblasen auf. Das Wasser enthielt anscheinend kohlensaure Alkalien in grösserer Menge. Das Wasser erwies sich als sehr wohlschmeckend und entspricht dem Geschmack nach etwa dem Emser Wasser.« [1])

Höhlenbildungen in Mexiko. Über dieselbe teilt J. Felix [2]) mit, dass das Gebiet der mexikanischen Republik zweifellos reich an Höhlen sei. Zwar ist über dieselben noch wenig bekannt, doch scheint so viel festzustehen, dass die Mehrzahl derselben sich in kretaceïschen Kalken eingesenkt findet. Durch diesen Reichtum an Höhlen wird im Vereine mit der Bildung von Karrenfeldern an der Oberfläche der Kalke und der Wasserarmut der meisten derartigen Gebiete eine ziemliche Ähnlichkeit mit den europäischen Karstdistrikten erzeugt. Vermehrt wird diese Ähnlichkeit noch dadurch, dass einige dieser vom Verfasser selbst untersuchten Höhlen sich zweifellos als alte Wasserläufe herausstellten. Reste von fossilen Tieren wurden bisher nirgends in diesen Bildungen angetroffen. Verfasser geht dann des nähern auf einzelne dieser Höhlen ein und schildert die bei Cacubuamilpa im Staat Guerrero, die in der Umgebung von Orizaba im Staate Vera Cruz und solche aus der Umgebung von Tlaxiaco

[1]) Mitteilungen aus den Deutschen Schutzgebieten 1900. p. 18.
[2]) Beitr. z. Geolog. u. Paläontol. d. Republ. Mexiko Teil 2. 1899.

im Staate Oaxaca. Eine dieser letztern Höhlen wurde wahrscheinlich als Tempel benutzt, dessen Eingang von dem alten Indianervolke der Zapoteken bei Ausbreitung des Christentums vermauert wurde. Trotzdem man bereits einen etwa 10 *m* langen Gang in dieses Mauerwerk getrieben hat, ist es noch nicht gänzlich durchbrochen, und die wahrscheinlich hochinteressanten Schätze dieses Höhlentempels harren noch heute der Hebung, obgleich sie wohl viel zur Klärung beizutragen vermöchten.[1])

Blaue Grotte auf der Insel Zante. Dieselbe befindet sich an der Nordostseite des Vorgebirgs Skhinari und ist unlängst von einem dortigen Anwohner entdeckt worden. Sie unterscheidet sich durchaus nicht von der berühmten blauen Grotte auf Capri. Infolge einer eigenartigen Brechung der Sonnenstrahlen auf dem in der Grotte befindlichen Meerwasser werden alle in das Wasser eingetauchten Körper von einer lebhaften silberblauen Farbe umspielt, so dass sich der Beschauer vor einem interessanten und zauberhaften Schauspiele befindet. Die neue blaue Grotte von Zante ist zwar am Eingange grösser als die auf Capri, jedoch im Innern niedriger und hat auch im allgemeinen eine geringere Ausdehnung. Ein gewöhnliches Fischerboot kann bequem bis zur Innenseite fahren, wo sich eine kleinere zweite Abteilung öffnet, von wo aus man, sich vorbeugend, eine kleinere zweite Grotte bemerkt, in deren Tiefe das dort befindliche Meerwasser aufs lebhafteste phosphoresziert, indem es seine Beleuchtung durch eine Öffnung erhält, die mit der Oberfläche des äussern Meeres in Verbindung steht.

10. Flüsse.

Der Elbstrom bildet den Gegenstand einer auf staatliche Veranlassung ausgearbeiteten hydrographischen, wasserwirtschaftlichen und wasserrechtlichen Darstellung aller ihn betreffenden Thatsachen und Verhältnisse, soweit solche überhaupt zur Zeit eruierbar sind, und liegt das Ergebnis in einem grossen Werke mit Atlas vor.[2]) Der Ausgangspunkt für diese Arbeiten war die regierungsseitig angeregte Frage nach Massregeln zur Vorbeugung der Hochwassergefahr und der Überschwemmungsschäden. Dadurch wurde es notwendig, eine auf den

---

[1]) Globus 77. S 134.

[2]) Der Elbstrom, sein Stromgebiet und seine wichtigsten Nebenflüsse. Im Auftrage der deutschen Elbuferstaaten und unter Beteiligung des preussischen Wasserausschusses, herausgegeben von der Königl. Elbstrombauverwaltung zu Magdeburg. 3 Bände und Atlas. Berlin, Verlag von Dietrich Reimer (Ernst Vohsen).

besten Quellen beruhende Darstellung der klimatischen, geologischen und orographischen Verhältnisse des Stromgebietes zu gewinnen, und diese Seite des grossen Werkes ist es, welche geographisch und naturwissenschaftlich die Bedeutung desselben charakterisiert. Denn indem hier alles, was zur Zeit auf diesem Gebiete in Beziehung zum Elbstromsysteme bekannt ist, von kompetenter Seite zusammen getragen und diskutiert wird, ist eine Grundlage gegeben, an die alle weitere Forschung in dieser Richtung anschliessen und darauf fortbauen muss.

Unter Zugrundelegung dieses grossen Werkes soll hier eine kurze Darstellung der geographischen und hydrographischen Verhältnisse des Elbstromsystems gegeben werden.

Die Elbe entspringt auf dem südlichen Abhange des Riesengebirgshauptkammes. In diesen haben die von dem moorigen Boden des Hauptrückens herabfliessenden Niederschläge schluchtenartige Querthälchen eingeschnitten, die unter dem Namen der »Sieben Gründe« bekannt sind.

Von den beiden bedeutendsten Quellbächen entspringt der Elbseifen in + 1390 *m* Meereshöhe aus einer starken Quelle, dem Elbbrunnen, und fällt nach einem 1 *km* langen Laufe in mehrern Absätzen 250 *m* tief zum Elbgrunde, einer engen Felsschlucht, herab. Der andere Hauptbach, das Weisswasser, hat seinen Ursprung in nahezu + 1400 *m* Meereshöhe und ist wasserreicher, als der Elbseifen. An dem Nordfusse des steil zum Thale abfallenden böhmischen Parallelkammes entlang strömen der Elbseifen von Westen, das Weisswasser von Osten einander entgegen, durchbrechen nach ihrer Vereinigung in + 768 *m* Meereshöhe den südlichen Parallelrücken und bilden nun bis zum Austritte aus dem eigentlichen Riesengebirge bei Hohenelbe ein Querthal. Die allgemeine Richtung des Flusses ist zwar eine nord-südliche, doch beschreibt er zahlreiche Windungen. Die ungleiche Gesteinsbeschaffenheit vornehmlich bewirkt den Wechsel der Thalbreite, welche zwischen 20 und 150 *m* schwankt. Infolgedessen ist auch das Gefälle ein sehr ungleichmässiges. Die Thalgehänge sind überall steil und werden fast nur von kurzen schluchtartigen Seitenthälchen durchfurcht. Bei Hohenelbe verlässt der Fluss das Gebiet der archäischen Gesteine und tritt, seine nord-südliche Richtung noch weiter innehaltend, in den Sandstein des Rotliegenden ein. Hierbei erweitert sich das Thal auf 600 bis 700 *m*, verschmälert sich aber auf der Strecke von Pelsdorf bis Arnau, auf welcher der Fluss eine südöstliche Richtung einschlägt, wieder auf 200—300 *m*. Die Thalwände sind überall steil und durchschnittlich 40 bis 50 *m* hoch. Sowie die Elbe bei Arnau in die südliche Richtung zurücklenkt, schwillt die Breite des Thales wieder auf 500 *m* an, aber schon nach wenigen Kilometern ändert es seinen Charakter durchaus und erscheint bis Königinhof als ein enges Erosionsthal mit 100—150 *m* hohen Wänden, in welchem neben dem Flusse kein Raum für eine Sohle übrig bleibt.

Von Königinhof ab fliesst die Elbe in einem bis zu 2 *km* breiten, mit ihren Alluvionen angefüllten Thale, welches nur auf einer Strecke von 3.5 *km* in den Quadersandsteinen von Kukus noch einmal eingeengt wird. Dieser Charakter eines Flachlandstromes eignet der Elbe nunmehr fast während ihres gesamten Verlaufes in dem nordböhmischen Kreidegebiete; nur bei Elbe-Teinitz, wo sie den 3 *km* breiten Ausläufer des Eisengebirges durchbricht, und bei Kolin, wo sie den Nordrand des böhmisch-mährischen Gneisgebietes anschneidet, wird sie noch einmal durch Felsgestein eingeengt.

Im böhmischen Becken erscheint die Moldau und nicht die Elbe als der Hauptfluss. Sie nimmt ihren Ursprung in den mittlern Teilen der Sumava. Die ausgebreiteten Hochmoore, welche sich auf dem undurchlässigen Urgesteinsboden gebildet haben und gleich Schwämmen das atmosphärische Wasser aufsaugen und den Überschuss als treffliche Regulatoren

des Zu- und Abflusses langsam von sich geben, speisen ihre Quellflüsse, und weithin verrät das dunkle, aber nicht trübe Moldauwasser diesen seinen Ursprung. Die Moldau, deren hauptsächlichster Quellfluss am Schwarzberg in + 1172 *m* Höhe entspringt, fliesst von Aussergefild bis Hohenfurth (+ 513 *m*) in einem gewiss überaus alten, ausgesprochenen Längsthale des Hohen Böhmerwaldes. Die Gebirgskämme fallen zu beiden Seiten tief in das Thal hinab. Anfänglich in engem Bette einherbrausend, schleicht der Fluss von Ferchenhaid bis südlich Unter-Wuldau in einer 50 *km* langen und 2—3 *km* breiten, ganz mit Torf erfüllten Senke trägen Laufes dahin. Abgelenkt durch das von Süden her an das böhmische Becken herantretende österreichische Granitmassiv, welches nahe seinem Nordrande die Wasserscheide zwischen Nordsee und Schwarzem Meere trägt, wendet sich die Moldau nach Osten, vollzieht unterhalb Hohenfurth eine scharfe Umbiegung nach Norden und schlägt damit eine der Hauptabdachung des böhmischen Beckens entsprechende Richtung ein, die sie nunmehr bis zu ihrer Vereinigung mit der Elbe ziemlich genau innehält.

Nach Vereinigung der Moldau mit der Elbe bei Melnik hat das Flussthal eine zwischen 2—4 *km* schwankende Breite und ist mit alluvialen Ablagerungen bis zu einer Höhe von etwa 5 *m* über dem gewöhnlichen Wasserstande angefüllt. Zwischen Lobositz und Aussig durchbricht die Elbe das böhmische Mittelgebirge in einer engen, am Grunde etwa $^3/_4$ *km* breiten Spalte, von welcher das Flussbett ungefähr den vierten Teil einnimmt. Von Aussig ab, wo die Elbe nach Osten umlenkt und so die Richtung der Biela fortsetzt, nimmt die Breite des Thales wieder um das Doppelte zu, erleidet zwischen Gross-Priesen und Tischlowitz eine abermalige Einengung und öffnet sich von Neschwitz ab zu dem fast 2 *km* breiten Thalgrunde von Tetschen.

Auf der zuletzt betrachteten Strecke ihres Laufes ist die Eger der bedeutendste Nebenfluss der Elbe. Die Eger bildet auf der Hochfläche des Fichtelgebirges zunächst eine ziemlich flache Thalmulde, erst am Ostabfalle zum Egerbecken von Hohenberg ab ein enges Felsenthal. In den Tertiärbecken von Eger, Falkenau und Komotau—Saaz ist das Egerthal breit, hat niedrige und sanft geböschte Gehänge und ist zumeist, wie auch seine Nebenthäler, von Moor und Torf erfüllt; dagegen ist es eng und von steilen Gehängen eingeschlossen auf den Strecken, wo es Felsgestein durchbricht, in der aus Phyllit bestehenden Brücke zwischen Erzgebirge und Kaiserwald bei Mariakulm, in dem Granite des Kaiserwaldes oberhalb Karlsbad und am Nordfusse des Duppauer Basaltgebirges. Von Postelberg ab tritt die Eger in das Kreidegebiet, in welchem ihr Thal eine sehr verschiedene Breite und bald höhere, bald flache Ufer besitzt; der Flusslauf ist sehr gekrümmt und vielfach von sumpfigen Auen begleitet.

Zwischen Tetschen und Pirna durchbricht die Elbe das Elbsandsteingebirge in einer kañonartigen Thalrinne. Bis Herrnskretschen ist die Richtung des Stromes von Süden nach Norden; die Thalsohle hat kaum 200 *m* Breite und wird fast ganz vom Flussbette eingenommen; jäh erheben sich aus ihr die Sandsteinfelsen bis zu einer Höhe von mehr als 200 *m* über dem Flussspiegel; so steil ist ihr Absturz, dass sie an ihren obern Rändern nur 700—1000 *m* voneinander entfernt sind. Von Herrnskretschen ab schlägt der Fluss eine nordwestliche bis westnordwestliche Richtung ein. Diese letztere bezeichnet die Linie, auf welcher die geringe nordöstliche Schichtenneigung der Sandsteinplatte sich verliert und in das zunächst ebenso geringfügige entgegengesetzte Einfallen übergeht, welches mit der Lausitzer Granitüberschiebung zusammenhängt.

Zwischen Tetschen und Pirna hat die Elbe auf $44^1/_2$ *km* nur 10.7 *m* Gefälle; viel beträchtlicher ist das der einmündenden Bäche, welche in kurzem Laufe von der Hochfläche zum Elbspiegel herabstürzen. Doch ist ihr Gefälle kein gleichmässiges, sondern im Unterlaufe viel grösser als im Oberlaufe. Am Verlaufe der über ihren heutigen Thalsohlen vorhandenen Terrassen kann man erkennen, dass die Bäche einst in höhern, bedeutend

weniger geneigten Betten flossen, welche in einen ebenfalls hoch über dem gegenwärtigen gelegenen Thalboden der Elbe einmündeten. Mit der Vertiefung des Elbbettes in einer Periode energischer Erosionsthätigkeit vermochten sie nicht Schritt zu halten, und so ist ihr Längsprofil mit dem flachen, noch auf den obern Terrassen verweilenden Oberlaufe und dem plötzlich herabstürzenden Unterlaufe noch weit von der normalen Gefällskurve entfernt.

Bei Pirna tritt die Elbe aus ihrem engen Felsenthale in eine weite Thalniederung, welche sich in einer Breite von 3—5 *km* bis gegen Meissen erstreckt. Das linke Gehänge bilden bis jenseits Kötzschenbroda die Plänerschichten, welche die unterhalb Pirna fast ganz auf das linke Elbufer beschränkte Kreideformation aufbauen. Dieser linke Thalrand zeigt bei der Weichheit des Materiales eine sanfte Abböschung; dagegen erhebt sich auf dem rechten Ufer der Granit der Lausitzer Platte steil bis zu 200 *m* aus dem Thale. Die Elbe fliesst zunächst bis Haidenau nahe dem linken Gehänge, setzt dann zum rechten hinüber und bleibt von Pillnitz bis Loschwitz auf dieser Seite, stellenweise hart an den Fels herantretend. Bei Dresden kehrt sie wieder an die linke Thalflanke zurück.

Die Ablagerungen in dem Thalkessel gehören dem Diluvium und dem Alluvium an; die höchste Stufe bildet die breite Terrasse der Dresdener Heide, die auf dem rechten Elbufer dem Abfalle der Lausitzer Granitplatte vorgelagert ist. Ebenfalls zum ältern Diluvium gehören noch die aus Schottern, Kiesen und Sanden bestehenden Schuttkegel an der Einmündung der Nebenflüsse. Solche finden sich besonders auf dem rechten Ufer der Elbe unterhalb Pirna im »Pillnitzer Tännigt«, auf beiden Ufern bei Dresden, wo von links die Weisseritz, von rechts die Priessnitz das Material herzugeführt haben, und auf dem rechten Ufer zwischen Koswig und Oberau. Diese Schuttkegel gaben Veranlassung zu den Windungen des Elblaufes.

Die stellenweise mit Dünen bedeckte Heide erhebt sich ungefähr 50 *m* über die jungdiluviale, von Thalsanden gebildete Terrasse, und in diese sind die alluviale Elbrinne und einige verlassene Flussarme eingesenkt, welche nur noch bei Hochfluten unter Wasser gesetzt werden. Oberhalb Meissen erhebt sich auf dem rechten Ufer der Elbe das granitische Spaargebirge, welches, von allen Seiten von Thalboden umgeben, wie eine Insel aus ihm aufragt.

Von Meissen ab bis Alt-Hirschstein bildet die Elbe wieder ein enges Erosionsthal im Nordwestzipfel des Meissener Syenitgranitmassivs. Alt-Hirschstein betrachten wir als den Grenzpunkt zwischen dem Gebirgs- und dem Flachlandslaufe des Elbstromes.

Den bedeutendsten Zufluss der Elbe von der Abdachung des Erzgebirges bildet die Mulde, die allerdings erst innerhalb des Norddeutschen Flachlandes in sie mündet. Die Zwickauer Mulde nimmt ihren Ursprung in dem mit Torf erfüllten flachen Becken der Phyllitregion des westlichen Erzgebirges und tritt bald in den Eibenstocker Granitstock ein, in welchem sie ein vielfach gewundenes, ziemlich tiefes und schmales, wenn auch gelegentlicher, unbedeutender Ausbildung nicht gänzlich entbehrendes Erosionsthal eingefurcht hat. Eng und tief bleibt das Thal auch nach dem Verlassen des Granites, von welchem bei Aue noch einmal die Gehänge gebildet werden, in dem Schiefergebiete; sobald sie aber bei Zwickau die steil aufgerichteten paläozoischen Schichten des Erzgebirgssattels verlässt, nimmt in den obern lockern Gesteinen des Rotliegenden, welches den Untergrund des in seiner grössten Breite von ihr durchströmten, erzgebirgischen Beckens bildet, das Thal beträchtlich an Breite zu, und die Gehänge werden in gleichem Masse niedriger. Unterhalb Glauchau tritt die Mulde aus dem erzgebirgischen Becken aus, um in gleicher Richtung wie letzteres den mittelgebirgischen Sattel zu durchschneiden. Seine äussere Phyllitzone durchsägt sie bei Remse in engem Einschnitte, nachdem sie zuvor ihr Bett seebeckenartig erweitert hat. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich gleich darauf bei Waldenburg vor der noch härtern Glimmer-

schieferzone und, unmittelbar anschliessend, noch einmal vor dem Riegel der Wolkenburger Granitgneise. Den Granulitkern des Mittelgebirges durchnagt die Mulde in vielfach gewundener, enger und tiefer Thalrinne mit zumeist steilen und felsigen Gehängen. Unterhalb Rochlitz verlässt die Mulde den nördlichen Schiefermantel des mittelgebirgischen Sattels und durchströmt, den bisherigen Charakter ihres Thales wahrend, die mächtigen Porphyrdecken des nordsächsischen Beckens. Bei Sermuth vereinigt sie sich mit der Freiberger Mulde.

Die Freiberger Mulde legt die erste Hälfte ihres nordwestlich gerichteten Laufes in dem östlichen Gneisgebiete der Erzgebirgsabdachung zurück. Wie innerhalb dieses, so ist auch von Siebenlehn ab in den paläozoischen Schiefern und von Rosswein ab in den mannigfaltigen krystallinen Schiefern des in seinem nordöstlichen Ende von ihr durchquerten Mittelgebirgssattels ihr Thal grösstenteils sehr eng.

Zwischen Grimma und Wurzen hören die Thalgehänge nach und nach auf, aus Porphyr zu bestehen, und werden von diluvialen Ablagerungen, zumeist alten Flussschottern, gebildet; gleichzeitig stellt sich eine stellenweise sehr deutlich entwickelte jungdiluviale Thalterrasse ein, welche, entweder auf beiden oder nur auf einer Seite des heutigen Flusslaufes erhalten, den letztern bis zur Mündung begleitet.

Der Eintritt des Elblaufes in das Flachland vollzieht sich nicht unvermittelt; immerhin lässt er sich mit einiger Berechtigung an eine bestimmte Stelle, bei dem Dorfe Alt-Hirschstein, verlegen. Hier nämlich erweitert sich das oberhalb enge und tief eingeschnittene Elbthal nicht unbeträchtlich dadurch, dass sich auf dem linken Ufer zwischen dem altdiluvialen Plateau, dessen Rand durch die Ortschaften Alt-Hirschstein, Heyda und eine von letzterem Orte nach Norden gezogene Linie bezeichnet wird, und dem alluvialen Schlicksaume, der in einer Breite von etwa 2 *km* das Flussufer begleitet, eine jungdiluviale, aus Thalsand und Thallehm gebildete, bis zu 10 *km* breite Terrasse einschiebt. Sie erhebt sich über die alluviale Thalsohle um etwa 5 *m* und liegt um 15—20 *m* tiefer als das Plateau.

Zwischen Elsterwerda, welches nahe dem Nordrande des etwa 10 *km* breiten Thales liegt, und dem südwestlich davon an dem gegenüberliegenden Rande gelegenen Frauenhain nimmt das Hoyerswerda—Magdeburger Thal eine zur Verbindungslinie beider Orte ungefähr rechtwinkelige Richtung nach Nordwesten an, die es bis zu einer annähernd durch die Städte Jessen und Pretzsch bezeichneten Linie innehält.

Von einzelnen hügeligen Erhebungen abgesehen, besitzt die Thalniederung in ihrem südlichsten Teile eine + 100 *m* kaum erreichende Meereshöhe und senkt sich bis zu der Linie Jessen—Pretzsch um ungefähr 30 *m*. Auf der annähernd in der Mitte dieses Abschnittes gelegenen Linie Herzberg—Torgau besitzt sie noch eine Erhebung von etwa + 82—84 *m* über dem Meeresspiegel. Ihr Boden besteht zum grössten Teile aus feinem oder gröberem und vielfach ziemlich scharfem Sande. Im tiefern Untergrunde trifft man wohl überall auf groben Kies. Auch lehmige Bildungen nehmen in nicht ganz unbeträchtlichem Umfange an der Bodenbedeckung der Niederung Anteil und besitzen unter einer Decke von Thalsand eine vielleicht noch grössere Verbreitung. Ihre grosse Ähnlichkeit mit dem »Aulehm« oder Schlick der rezenten Elbaue machen es wahrscheinlich, dass sie von Gewässern abgesetzt wurden, die aus denselben Gebieten herkamen, aus denen ersterer herstammt. Auch ein Teil der kleinen Gerölle des Thalsandes weist auf das obere Elbgebiet als ihren Ursprungsort hin. Es folgt daraus, dass an der Entstehung der Niederung am Ende der Diluvialzeit auch von Süden kommende, im Thale der heutigen Elbe und wohl auch in dem im Verhältnisse zu seinem Wasserlaufe auffallend breiten Röderthale strömende Wasser mitgearbeitet haben. Die Niederung erscheint so als ein vollkommenes Analogon der im Norden des Flämings sich ausbreitenden und viel genauer durchforschten, welche gleichfalls durch die Vereinigung mehrerer Schmelzwasserzüge entstanden ist.

Die Saale, welche links der Elbe ihre Wasser zuführt, liegt im Oberlaufe von ihrem Ursprunge am Fusse des Zeller Felsen am Nordwestrande des Fichtelgebirges in etwa 700 *m* Meereshöhe bis Saalfeld in den archäischen und paläozoischen Schiefern der Erzgebirgs- und Frankenwaldabdachung, in welche sie sich ein enges, immer tiefer einschneidendes und stark gewundenes Thal eingegraben hat. Steil fallen die Gehänge zu der ganz schmalen, auf weite Strecken sogar völlig vom Flussbette eingenommenen Thalsohle ab.

Hoch über dem Bette der Saale verläuft auf der Abdachung des Frankenwaldes ein ehemals zusammenhängender, jetzt in einzelne Parzellen geteilter breiter Schotterzug, der eine frühdiluviale Thalsohle der Saale bezeichnet. Da er sich aber nicht zum Fichtelgebirge verfolgen lässt, so scheint der oberste Lauf der Saale jüngern Ursprunges zu sein. Seit der Ablagerung dieser Schotter hat eine energische Erosionsthätigkeit das Bett des Flusses in mehrern durch Zwischenterrassen angedeuteten Etappen bedeutend tiefer gelegt. Am Rande des Gebirges oberhalb Saalfeld liegen die alten Schotter bis zu 150 *m* über seinem gegenwärtigen Spiegel. Anzeichen eines noch ältern, tertiären Laufes sind bei der Saale nicht vorhanden. Dies ist dagegen bei der benachbarten Weissen Elster der Fall, deren Thal auf der Abdachung des Vogtlandes ganz den gleichen Charakter wie der Oberlauf der Saale besitzt.

Nachdem die Elbe in der Höhe von Burg den Nordrand des Flämings erreicht hat, tritt sie in ein von den bisher durchflossenen ganz abweichendes Gebiet ein. Strömte sie während ihres bisherigen Laufes in einem in das Diluvialplateau eingesenkten, mehr oder weniger breiten Thale mit nur an den Einmündungen von Nebenflüssen unterbrochenen Thalwänden, so gestaltet sich im Norden des Flämings die Verteilung von Höhenboden und Thalniederung ganz anders; die Hochfläche bildet nicht mehr ein geschlossenes Ganzes, sondern ist in zahlreiche getrennte Platten von sehr verschiedener Ausdehnung aufgelöst, welche gleich Inseln aus einer sie allseitig umgebenden Niederung aufragen.

Diese eigentümliche Oberflächengestaltung verdankt das so begrenzte Gebiet der Thätigkeit der gewaltigen, am Schlusse der Diluvialzeit in Wirksamkeit tretenden Schmelzwasser des Inlandeises, welche hier ihre Vereinigung fanden.

Mehrere mit Schlick erfüllte Rinnen sind in diesem Gebiete als ehemalige Elbläufe zu betrachten. Die Elbe, d. h. der im Magdeburger Hauptthale seit Beginn der Alluvialzeit fliessende Strom »verwilderte«, als er aus dem verhältnismässig schmalen Thale zwischen Börde und Fläming in die dem letztern im Norden vorgelagerte ausgedehnte Niederung eintrat, in analoger Weise, wie dies Gebirgsflüsse zu thun pflegen, wenn sie aus dem Gebirge in das Flachland austreten. Es standen der Elbe mehrere Wege offen, und sie hat alle, wenn auch vielleicht nicht gleichzeitig, benutzt: sie strömte in ihrem heutigen Thale und im Thale des heutigen Tangers; sie brach aber auch aus in die ostwärts sich erstreckende Niederung und sandte ihre Wasser auf dem Umwege durch die heutige Havelsenke dem Norddeutschen Urstrome zu.

Die Richtung des Urstromes war gegeben durch die zwischen dem nördlichen und dem südlichen Höhenzuge gelegene Depression des Geländes. Ob die beiden Höhenzüge, welche in ihrem Verlaufe nach Nordwesten so deutlich konvergieren, zur Zeit ihrer in das Tertiär fallenden Aufwölbung zwischen der Lüneburger Heide und dem Baltischen Höhenrücken zusammengehangen haben oder aber ein Faltenthal einschlossen, lässt sich zur Zeit wenigstens noch nicht entscheiden. Wahrscheinlich aber ist, dass schon zum Beginne der Diluvialperiode zwischen ihnen eine tiefe Senke hindurchzog, da die Diluvialbildungen zwischen ihnen anscheinend eine sehr bedeutende (bei Lübtheen durch eine Tiefbohrung zu 133 *m* ermittelte, also weit unter den heutigen Meeresspiegel hinabgehende) Mächtigkeit besitzen, während auf den Höhenzügen die ältern Sedimente stellenweise

hoch aufragen. Das zum Beginne der Diluvialzeit vermutlich existierende Thal ist, wie die im Thale des Urstromes auftretenden Diluvialinseln beweisen, während der Eisbedeckung mit Glazialbildungen ausgefüllt worden und während der Abschmelzperiode von neuem ausgefurcht und wohl auch erweitert worden. In diesem gewaltigen Thale fliesst seit Beginn der Alluvialzeit, als ein vergleichsweise nur unbedeutender Nachfolger des einst in ihm einherflutenden Urstromes, die Elbe.

Der einzige bedeutende Nebenfluss, den die Elbe in ihrem Unterlaufe aufnimmt, ist die Havel. Das Quellgebiet der Havel selbst liegt in der von den beiden Randhügelzügen der Mecklenburgischen Seenplatte umschlossenen Mulde, die im südöstlichen Mecklenburg eine grosse Zahl beträchtlicher Seen enthält.

Das Gebiet der Obern Havel weist im gesamten Elbstromgebiete den grössten Reichtum an stehenden Gewässern auf. Zahlreiche Dorfteiche und Mühlenweiher liegen in den Thälern der Nebengewässer, zahllose Sölle auf den diluvialen Hochflächen. Vielfach kommen im Havelthale auch Altarme des Flusses vor. Besonders bemerkenswert ist aber der Reichtum des Gebietes der Obern Havel an grössern stehenden Gewässern, an Seen.

Innerhalb der Stadt Spandau nimmt die Havel die Spree auf. Letztere entspringt auf dem Lausitzer Berglande, dem Grenzgebirge zwischen der Ober-Lausitz und Böhmen, an den westlichen Hängen des Lerchen- und des Beerberges bei Alt-Gersdorf in einer Meereshöhe von + 401 *m* und nimmt bald darauf auf dem linken Ufer beim Dorfe Hempel einen kleinen, nördlich von Rumburg entspringenden Bach auf und auf dem rechten Ufer bei Alt-Ebersbach einen zweiten kleinen Bach, der seinen Ursprung im Klippenborn, im Jakobsborn und in den Schröllsteinen auf den Hängen des Kottmarberges hat. Zunächst durchfliesst die Spree als ein etwa 0.5 *m* breiter Bach ein enges, im allgemeinen nordwestlich gerichtetes Längsthal, wendet sich aber bei Wendisch-Sohland, nachdem ihr von links kurz zuvor der wasserreiche Waldbach zugeflossen ist, plötzlich nach Norden und durchströmt von da ab ein Querthal, welches die Granitmassen der Hochfläche von Bautzen in den mannigfaltigsten Krümmungen durchfurcht. Tief eingeschnitten ist das Spreethal namentlich unterhalb Schirgiswalde, bei Bautzen und bei Nieder-Gurig, wo der Fluss das Gebirgs- und Hügelland verlässt, und in das Flachland, in das Schlesische Längsthal, eintritt.

Unterhalb Fehrow kann man von einem Flussbette der Spree im eigentlichen Sinne nicht sprechen, da sich das Spreewasser in diesem Gebiete, dem Oberspreewalde, dessen Längenausdehnung 26 *km*, und dessen grösste Breite 11 *km* beträgt, in viele kleine Gräben, Fliesse und Mühlbäche verteilt. Durch seine Grösse tritt aber unter dieser grossen Zahl von Wasserläufen ein südlicher Hauptarm hervor, der, auf der linken Seite durch mehrere von dem Lausitzer Grenzwalle herabfliessende Bäche entsteht, sowie durch die 26 *km* lange Wudritz verstärkt, zunächst in westlicher Richtung nach Lübbenau, dann in nordwestlicher Richtung nach Lübben fliesst. Alle diese kleinen Seitengewässer haben das Eigentümliche, dass wegen des jähen Abfalles des Lausitzer Grenzwalles das Gefälle im Oberlaufe sehr bedeutend ist, im Unterlaufe dagegen nach dem Eintritte in die Ebene des Spreewaldes fast ganz verschwindet. Im Oberlaufe geben die Bäche einer grossen Anzahl von Mühlenwerken, die bei jedem Fliesse dicht aufeinander folgen, die bewegende Kraft. Dicht oberhalb Lübben verengt sich das Spreethal bis auf etwa 500 *m*, so dass sich hier sämtliche Wasserläufe des Oberspreewaldes in einen einzigen Flussschlauch vereinigen. Nachdem die Spree unterhalb Lübben auf der linken Seite noch die annähernd 38 *km* lange, bei Krinitz und Weissagk auf dem Lausitzer Grenzwalle entspringende Berste aufgenommen hat, nimmt der Fluss wieder eine nördliche Richtung an und tritt beim Dorfe Hartmannsdorf in ein dem Oberspreewalde sehr ähnliches Niederungsgebiet, den Unterspreewald, von 12.5 *km* Länge und 5.5 *km* grösster Breite.

Im Unterspreewalde sind besonders zwei Hauptarme bemerkenswert ein westlicher, die Wasserburger Mühlspree, und ein östlicher, die Lübbener Grosse Spree, von der sich unterhalb Schlepzig die Pretschener Mühlspree abzweigt. Oberhalb Leibsch, wo die Grosse Spree schiffbar wird, hat sie zahlreiche kleine Abzweigungen und die Kleine Spree, einen Seitenarm der Wasserburger Mühlspree, wieder aufgenommen. Bei Leibsch beginnt der schiffbare Unterlauf der Spree.

Unterhalb der Spreemündung verlässt die Havel das Warschau—Berliner Hauptthal, indes tritt sowohl in der Thalbildung, als in der Erscheinung des Flusslaufes ein völliger Wechsel ein. Infolge ihres überaus geringen Gefälles breitet sich die Untere Havel zu weiten, langgestreckten Seeflächen aus, welche die ganze Breite des plötzlich sehr verschmälerten Thales einnehmen und auf beiden Seiten von Hochflächen begrenzt werden. Namentlich bildet die diluviale Hochfläche von Teltow mit ihren am Rande befindlichen Erhebungen einen besonders auffälligen Steilabfall. Mit vorherrschend südwestlicher Richtung durchzieht der Fluss die langgestreckte, mit dem Pichelssee beginnende Seekette und tritt bei Kaputh in den ausgedehnten Schwielowsee ein, aus welchem zur Jungdiluvialzeit in der südwestlichen Fortsetzung desselben ein Abfluss durch das Kaniner Luch erfolgt zu sein scheint. Jetzt wendet sich die Havel in spitzem Winkel nach Nordwesten und fliesst fast überall in seeartiger Breite in einer durch zahlreiche kleine Diluvialplatten begrenzten und ununterbrochenen Niederung zunächst bis Ketzin. Unterhalb dieses Ortes biegt sie nach Südwesten um und erreicht, in einem gleichfalls seeartigen Bette fliessend, die ausgedehnte Seenfläche des Breitlings- und des Plauer Sees (+ 28 *m*). Zwischen Brandenburg und Plaue kann man die Einmündung der Havel in das alte Glogau—Baruther Hauptthal annehmen. Ihr von dieser Stelle an bis zur Mündung vorwiegend nordwestlich gerichteter Lauf zeigt die Lage des einstigen Glogau—Baruther Uferstromes an. In der weiten Niederung, die zur Jungdiluvialzeit gebildet wurde, fliesst die Havel zwischen breiten Alluvionen. Die letztern sind grösstenteils von dem Elbstrome, der einst hier in mehrern Armen seinen Lauf nahm, abgelagert worden.

Von der Jeetzelmündung an, wo der etwa 70 *m* hohe Nordrand der Göhrde mit steilem Abfalle unmittelbar an das linke Ufer des heutigen Elblaufes herantritt, und der Südrand der Mecklenburgischen Seenplatte sich bis auf etwa 13 *km* dem rechten Stromufer nähert, ist das Norddeutsche Urstromthal im Gegensatze zu der oberhalb gelegenen, breit und flach eingesenkten Strecke verhältnismässig eng und tief eingeschnitten. Erst bei Alt-Garge (545 *km*) erweitert sich das Thal dadurch, dass die Göhrde eine Ausbuchtung nach Süden erfährt und eine Niederung begrenzt, die bis zur heutigen Mündung der Elbe ein ehemaliger Meerbusen, eine breite Bucht der Nordsee, gewesen ist. In diese Bucht mündete der gewaltige Norddeutsche Urstrom und füllte dann mit Gerölle und Sandmassen, welche er mit sich führte, im Laufe der Jahrtausende den obern Teil der Meeresbucht aus, während zur Ausfüllung des untern die Gezeitenströmungen des Meeres mithalfen. Als später das Wasser des Urstromes sich in der jetzigen Weichsel und Oder zum Teil kürzere Wege nach Norden gebahnt hatte, blieb das verlassene Thal für die Elbe allein übrig. Die Ablagerungen des Urstromes, der Elbe und des Meeres bilden das jetzige Stromthal.

Die Unterelbe kann man von der Seevemündung ab rechnen. Auf der linken Seite des Stromes liegt die Lüneburger Heide mit welligen und breitrückigen Erhebungen. Auf der rechten Seite bildet die Holsteinische Seenplatte die Wasserscheide gegen die zur Ostsee fliessenden Küstenflüsse.

Die beiderseitigen Hochflächen treten bei Hamburg—Harburg mit steilem Abfalle nahe an den Stromlauf heran, so dass eine im Mittel 9 *km* breite Thalenge entsteht, in welcher die Elbe zahlreiche Spaltungen und Verästelungen bildet. An der westlichen Spitze des Finkenwerders oberhalb der Estemündung vereinigen sich die Elbarme wieder; doch auch weiter unterhalb hört die Inselbildung in dem breiten Strombette nicht

auf. Bei Wedel auf der rechten Seite und bei Stade auf der linken Seite treten endgültig die Hochflächen vom Strome zurück, und zugleich beginnen hier die eigentlichen Elbmarschen, die überall durch Deiche gegen Überflutung geschützt sind.

Was die Abflussvorgänge der Elbe anbetrifft, so findet sich für die einzelnen Strecken bis zur Jeetzelmündung kein wesentlicher Unterschied, soweit der Wechsel der Jahreszeiten in Betracht kommt. Die unter dem Einflusse der Schneeschmelze entstehenden Hochfluten des Winters übertreffen der Dauer und der Höhe nach die sommerlichen Anschwellungen bei weitem, so dass die letztern den regelmässigen Abfall der Mittelwasserstände vom Winter zum Herbste nicht zu unterbrechen vermögen. Der März ist in ausgesprochener Weise der Monat der höchsten Wasserstände, wie der September derjenige der kleinsten Wasserführung ist.

Während aber in der obern Stromstrecke die Hochfluten ausschliesslich durch atmosphärische Niederschläge erzeugt werden, sei es, dass diese, im Laufe des Winters als Schnee aufgespeichert, zur Zeit der Schneeschmelze die regelmässig wiederkehrenden Frühjahrsfluten hervorrufen oder als heftige Landregen auch im Sommer den Strom zum Ausufern bringen, werden in der Unterelbe hohe gefahrdrohende Wasserstände nur durch die vom Sturme erzeugten Sturmfluten hervorgerufen.

Die Anschwellungen im obern Stromlaufe zeichnen sich sowohl durch die wesentliche Vermehrung der Wassermenge, wie auch durch die erhebliche Vergrösserung der Geschwindigkeit des Wassers aus. Die reissende Schnelligkeit der Fluten ist es besonders, die ihnen die zerstörende Kraft verleiht. Anders bei den Sturmfluten. Diese kommen aus dem Meere und schreiten den Strom hinauf, bis ihnen durch die lebendige Kraft des zum Meere strömenden Wassers das Ziel gesetzt wird, dann kehren die Wasser zu ihrem Ausgangspunkte zurück. Die Geschwindigkeit ist daher an der Mündung der Elbe am grössten und nimmt weiter stromaufwärts merklich ab. Im Vergleiche mit gewöhnlichen Verhältnissen beträgt die bei Sturmfluten bewegte Wassermenge nur höchstens das Zwei- bis Dreifache, während die Geschwindigkeit sogar nur etwa um die Hälfte zunimmt. Gefährlich werden die Fluten durch den Seegang, der vom Sturme auf dem zum Meerbusen verwandelten Strome erzeugt wird. Der Seegang ist am untersten Ende in Cuxhaven und Brunsbüttel, wo er auch zu gewöhnlichen Zeiten auftritt, am stärksten. Bei Hamburg und im obern Flutgebiete ist der Wellengang und die Brandung naturgemäss geringer; doch haben dieselben ihre gefährliche Eigenschaft noch nicht verloren, wenn der Wind, der die Sturmflut erzeugt, mit derselben Stärke auch hier weht.

Schätzungsweise lässt sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Sturmflut aus dem Vergleiche der Geschwindigkeit des Steigens bei Sturmflut und bei gewöhnlicher Flut erkennen Der Mittelwert des Steigens beträgt am Hamburger Pegel bei gewöhnlicher Tide 6.6 *mm* in der Minute; bei Sturmflut betragen die Grenzwerte 4.6 *mm* und 9.4 *mm* und der Mittelwert 6.8 *mm*. Die Geschwindigkeit der Strömung wird daher im äussersten Falle um 50% gegen die Geschwindigkeit des Wassers unter gewöhnlichen Verhältnissen vergrössert werden. Da die Erzeuger der Sturmflut, die atmosphärischen Stürme, der Ermittelung bestimmter Regeln oder kennzeichnender Gesetze nahezu unzugänglich sind, so ist es die Sturmflut gleichfalls. Die einzige, sehr allgemeine Erfahrungsregel, welche bei dem Sturmflutdienste in Hamburg zur Anwendung kommt, ist die, dass ein beliebiger Hochwasserstand in Cuxhaven einen entsprechenden, durchschnittlich 30—40 *cm* höhern in Hamburg bedingt, und dass der letztere $3^1/_2$—5 Stunden nach dem erstern stattzufinden pflegt. Aus den Beobachtungen der seit dem Jahre 1825 aufgetretenen 17 höchsten Sturmfluten ergiebt sich die kürzeste Fortpflanzungsdauer der Flutwelle auf der Strecke Cuxhaven—Hamburg zu 3 Stunden und 15 Minuten und die grösste zu 5 Stunden und 25 Minuten, dabei betrug die grösste Höhenzunahme 0.90 *m*, und die kleinste war negativ und gleich — 0.06 *m*.

Die grösste Höhe hat die Sturmflut im Jahre 1825 erreicht, über deren Entwickelung nähere Angaben fehlen. Sie ist durch das Hochwasser der gerade wirksamen Springtide verstärkt worden. Die Elbe führte zu der Zeit kein besonderes Hochwasser; doch zeigte der Pegel in Wittenberge den ganzen Januar hindurch einen wenig veränderten Wasserstand von etwa +3.0 *m* a. P., so dass der Strom annähernd bordvoll gewesen ist.

Die Elbmündung behandelte W. Henz.[1]) Bei Geesthacht ist die ehemalige Mündung der Elbe in den einstmals erheblich breiten Meerbusen zu suchen. Bis dahin drangen die brackigen Fluten der Nordsee und bespülten den Südwestabhang des baltischen Landrückens im Nordosten und den Nordostabhang des karpatischen Landrückens in den Hügelketten der Lüneburger Heide im Südwesten, die in dieser Gegend in den Schwarzen Bergen bei Harburg ihren höchsten Punkt erreichen. In diesen innersten Teil der Bucht mündeten ausser der Elbe von Norden noch Bille und Alster, von Süden Ilmenau, Luhe und Seeve.

Die Schlammabführungen der Elbe haben nach und nach den innersten, breitern Teil der Nordseebucht bis in die Nähe des heutigen Blankenese ausgefüllt. »Sie hoben sich mehr und mehr aus den Fluten empor, und zwischen ihnen hindurch mussten sich die Wasser der Elbe neue Wege bahnen. So entstand ein System von Kanälen und Armen, das anfangs noch vielen Veränderungen ausgesetzt war, bis sich nach und nach einige Flussarme dauernd offen hielten und die neugebildeten Inseln genügend Festigkeit und innern Zusammenhang zeigten, um den andrängenden Wassermassen erfolgreich widerstehen zu können. So hatte sich also ein Delta gebildet, genau in derselben Weise, wie das des Rheines in Holland, nur mit dem Unterschiede, dass das Delta der Elbe an Umfang ganz bedeutend hinter jenem zurückblieb. Und dieses Delta der Elbe besteht heute noch; weil aber die einzelnen Mündungsarme sich nicht in die freie, offene See ergiessen, sondern in einem schmalen Meerbusen wieder zusammenfliessen müssen, der noch dazu einen unleugbaren Flusscharakter trägt, so kommt auch das Delta der Elbe nicht recht zur Geltung, und die Hamburger Bucht hat den Namen Elbe und wird ihn wohl auch behalten.«

»Betrachten wir nunmehr das Delta der Elbe in seiner heutigen Gestalt. Von dem mehrfach genannten Geesthacht an fliesst die Elbe eine kurze Strecke nach Westen und wendet sich dann in einem scharfen Bogen nach Südwesten bis zu dem Dorfe Ost-Krauel. Hier verfällt sie auf kurze Strecke in eine direkt ostwestliche Richtung bis zur Mündung der Ilmenau, um von da an die ursprüngliche Nordwestrichtung bis zur Hauptgabelung wieder aufzunehmen.

In der Mitte der kurzen südwestlichen Laufstrecke, dem hannoverschen Dorfe Drennhausen gegenüber, schickt der Hauptfluss den ersten Arm, die Dove-Elbe, d. h. taube Elbe, rechts ab. Diese zieht sich in vielen Windungen, auf beiden Seiten eingedämmt, durch die fruchtbare Marsch. In der Nähe von Bergedorf steht sie durch den Schleusengraben mit der von

[1]) Umlauft's deutsche Rundschau für Geographie 22. p. 24 ff.

da an ihr parallel fliessenden Bille in Verbindung. Hinter den Deichen stehen beiderseits die Einzelhöfe der Marschbauern. Bei Tatenberg vereinigt sie sich mit der Gose-Elbe (seichte Elbe), einem zweiten Elbearme. Diese zweigt sich bei Ost-Krauel von dem Hauptstrome ab und bietet ein der Dove-Elbe durchaus gleichartiges Bild. Nach ihrer Vereinigung ergiessen sich beide wieder in den nördlichen Hauptarm des Stromes. Dove-Elbe und Gose-Elbe wurden übrigens vor 400 Jahren von dem Hauptflusse abgedeicht, um Überschwemmungen des von ihnen durchflossenen Gebietes zu verhüten.

Etwas oberhalb der hannoverschen Fabrikstadt Harburg teilt sich die Elbe in zwei fast gleichwertige Arme, nämlich in die Norder- und Süder-Elbe. Die erste, schmäler und tiefer als jene, fliesst nach Norden und dann in einem Bogen nach Westen an der Doppelstadt Hamburg-Altona vorbei. Auf der ersten Strecke empfängt sie die aus der vereinigten Dove- und Gose-Elbe bestehende Billwärder-Elbe. Bei dem ersten rechtsseitigen Stadtteile Hamburgs Rothenburgsort zweigt rechts ein flacher, ziemlich breiter, toter Elbearm ab, der ebenfalls den Namen Dove-Elbe führt und gewöhnlich mit Holzflössen bedeckt ist. Zwischen dieser Dove-Elbe und der Norder-Elbe liegen die Inseln (eigentlich Halbinseln) Kaltehofe und Billwärder, beide durch einen schmalen Damm miteinander verbunden.

Nunmehr tritt die Norder-Elbe in das Weichbild der Stadt Hamburg. Kurz vor der neuen Fahrbrücke über die Elbe sendet sie rechts einen neuen Arm ab, den Oberhafenkanal, der von rechts die Bille aufnimmt und als Dovenfleet die untere Altstadt durchzieht, um sich endlich wieder mit der Norder-Elbe zu vereinigen. In der Stadt selbst bildet er in Gemeinschaft mit den beiden Mündungsarmen der Alster ein förmliches System von Kanälen, Fleete genannt.

Die Süder-Elbe wendet sich von der Gabelungsstelle zuerst nach Westen und erreicht bald, unter zwei mächtigen Brücken durchfliessend, Harburg. Bei dieser Stadt bildet sie auf dem linken Ufer ein kleines Hafenbassin, in dessen Mitte sich eine kleine Insel befindet, die ehemals einen Brückenkopf zur Verteidigung des Elbeüberganges trug. Alsdann sendet der Strom rechts einen ziemlich starken Hauptarm Reiherstieg genannt, nach Norden, welcher zwischen den hamburgischen Stadtteilen Kleiner Grasbrook und Steinwärder in die Norder-Elbe mündet. Durch den Reiherstieg unterhält Hamburg einen regen Dampferverkehr mit der kleinern Nachbarin. Etwa in der Mitte seiner Laufstrecke sendet der Reiherstieg noch einen schmalen Arm links ab, der sein Wasser jedoch nach kurzem Laufe wieder einem andern Teilarme der Süder-Elbe zuführt.

Diese schlägt von Harburg an eine nordwestliche Richtung ein, teilt sich aber bald wieder in zwei Arme, von denen der kleinere unter dem alten Namen in der ursprünglichen Richtung weiterfliesst und Blankenese gegenüber in die Bucht fällt. Der Hauptarm führt den Namen Köhlbrand. Er wendet sich von der Teilungsstelle nach Norden und vereinigt sich Altona gegenüber wieder mit der Norder-Elbe. Von rechts empfängt er den oben genannten Teilarm des Reiherstieges und sendet gleichzeitig nach links das Köhlfleet in die Norder-Elbe. Kurz vor seiner Mündung sendet er noch einen kleinen Arm zwischen den Inseln Griesenwärder und Mühlenwärder durch, ebenfalls nach der Norder-Elbe.

Dieses sind die natürlichen Wasserstrassen, welche sich die Elbe zwischen den angeschwemmten Gebieten selbst gegraben hat, bis sie sich in der langgestreckten Mündungsbucht wieder vereinigen. Aber das Bild würde ein unvollständiges sein, wollte man die Thätigkeit des Menschen ausser Acht lassen, die gerade hier sehr oft umgestaltend eingegriffen hat. Bald wurde ein schmaler Arm kanalisiert und reguliert, hier einer zugeworfen, dort ein ganz neuer gegraben. Besonders haben die gewaltigen Hafenbauten Hamburgs in den letzten 10—15 Jahren viele Veränderungen in der Physiognomie des Elbedeltas hervorgerufen.«

Das Versinken der obern Donau zum Flussgebiete des Rheines behandelte K. Endriss. Zwischen den badischen Städten Immendingen und Möhringen beschreibt die Donau einen grossen, nach Südosten gerichteten Bogen. An dieser Stelle, im sogenannten »Brühl«, durchsetzt sie hauptsächlich Kalkgebirge des Weissen Jura, welche stark zerklüftet sind, und hier zeigt sich die eigentümliche, seit Jahrhunderten bekannte Erscheinung, dass das Wasser der Donau gänzlich versinkt und in die Tiefe strömt, so dass das Strombett gänzlich trocken gelegt wird, und der Donaustrom sich erst wieder durch neue Zuflüsse (Krähenbach, Elta, Beeren u. s. w.) erneuert. Nach 16jährigen Beobachtungen beträgt die jährliche Dauer der vollständigen Abströmungen 77 Tage, das Maximum (1891) 154 und (1893) 172 Tage, und zur Hauptsache fällt sie in die Monate Juli bis Oktober. Die Versinkung findet hauptsächlich an zwei Stellen statt, deren obere unmittelbar im Scheitel des Bogens liegt, während die untere 500 *m* weiter abwärts liegt. Kleine, trichterförmige Vertiefungen, zu denen sich das Wasser in Rillen den Weg bahnt und ein namentlich bei den Trichternischen vernehmbares, stark gurgelndes Geräusch verraten den Vorgang. Selbst bei niederem Wasser fördert die Donau nach den angestellten Beobachtungen oberhalb Immendingens 4000 *l* in der Sekunde. Dieses ganze Quantum zieht auf dem Wege nach Möhringen in die Tiefe, und bei Hochwasser ist der Abzug infolge des höhern Druckes noch grösser.

Auch an andern Stellen ist eine Versinkung direkt nachgewiesen; wahrscheinlich vollzieht sie sich allenthalben, wo das Grundwasser tiefer als der Donauspiegel liegt.

Da nach starken Schneefällen oder beträchtlichen Regengüssen im Quellgebiete der Donau, wenn der Fluss in mächtiger gelbbrauner Flut das Donauthal durchzieht, die sonst in der Regel krystallklare Riesenquelle des Hegauer Aach, welche dem Bodensee zufliesst und demnach zum Flussgebiete des Rheines gehört, trübe läuft und beträchtlichere Wassermengen zu Tage fördert, so nahmen die Anwohner schon seit langem an, dass hier die versunkenen Donauwasser zu Tage treten. Erwiesen ist diese Annahme durch die Versuche des Geh. Hofrats Knop, der 1877 200 Zentner Kochsalz in die Donau einführte. Bereits nach 20 Stunden trat die Versalzung der Quelle ein, erreichte nach 60 Stunden ihr Maximum und war nach 90 Stunden verschwunden. Die gleichzeitig angestellten Wassermessungen ergaben, dass die gesamte in die Donau eingeführte Kochsalzmenge in der Aachquelle zum Vorscheine kam. Da in der Sekunde 1700 *l* Donauwasser einsanken, in der Aachquelle dagegen 3500 *l* austraten, muss die Aachquelle allerdings noch weitere unterirdische Zuflüsse haben.

Die unterirdische Stromgeschwindigkeit ist nur gering. Die Entfernung des Einsenkungs- von dem Ausmündungspunkte beträgt in gerader Luftlinie 12.5 *km*, das Gefälle 1.36%. Bei diesem Gefälle werden 12.5 *km* oberirdisch in einigen Stunden durchlaufen.

so dass die unterirdische Strombahn an Reibungen, Versperrungen und daraus folgenden Umwegen besonders reich sein muss, da nur eine Geschwindigkeit von 0.06 *m* erzielt ist.

Als allgemeine Ursache des Übertrittes des Donauwassers ist die ungleiche Höhenlage der beiden benachbarten Strombetten anzusehen. Die Donau liegt in der Immendinger Gegend 650 *m* über dem Meeresspiegel, der Rhein, in gerader Luftlinie nur 25 *km* entfernt, nur 394 *m*, so dass das Gefälle von der Donau zum Rhein auf 100 *m* Länge 50 *cm*, von der Donau zur Aachquelle gar 1.36 *m*, das der Donau dagegen nur 2.3 *cm* und das des Rheines 4 *cm* beträgt. Unter diesen Umständen muss, wenn der Grundwasserzirkulation keine Hindernisse entgegenstehen, eine Abzapfung des höher liegenden Wassergebietes durch das tiefere stattfinden, und diese wird durch die Zerklüftungen im Weissen Jura zwischen der Donau und der Aach ermöglicht.

Auf Grund der starken Beeinflussung der Aachquelle bei Veränderungen des Donauwassers, der Schwankungen im Ertrage, der Trübung bei Donauhochgang schliesst Endriss auf das Vorhandensein einer unterirdischen Hauptwasserstrasse, da nur ein einheitlicher Höhlenzug die Wasser so gesammelt zu erhalten vermöge. Die Verlangsamung der Strömung erklärt er durch die Annahme, dass die Wasser sich in den Ausbuchtungen des Höhlenweges verfangen und ihr Lauf in den Einsturzgebieten desselben gehemmt werde. Die Bildung des Aachtopfes erklärt er aus der Versperrung durch Glazialschutt, da er annimmt, dass die Aachwasser früher frei im Gebiete des jurassischen Thalgrundes austraten, die Versinkung der Donau und der Austritt ihres Wassers zur Aach älter als die Ausfüllung im Aachthale ist.[1])

Die Wasserfälle der Sudeten schilderte P. Herden.[2]) Die Sudeten bilden die Mitte der grossen europäischen Gebirgsdiagonale und eine wichtige Wasserscheide zwischen Elbe, Oder und Donau. In ihren Ausbreitungs- und Erhebungsverhältnissen nehmen sie nach den Alpen unter allen deutschen Gebirgen die erste Stelle ein. Bei einer Länge von etwa 300 *km* und einer Breite von durchschnittlich 60 *km* bedecken sie einen Flächenraum von ca. 16.500 *qkm*. In ihrem plastischen Baue sind die Sudeten äusserst reich an Abwechselung. Im allgemeinen kann man sagen, dass sie von Nordost ziemlich unvermittelt und steil aus der Ebene aufsteigen und darum von dieser Richtung her gesehen einen grossen Eindruck machen. Nach Südwest hingegen fallen sie terrassenförmig ab und verflachen sich nur allmählich zur böhmischen Ebene. Der Reichtum an schönen, zum Teil sogar grossartigen Thälern wird noch dadurch erhöht, dass alle Thäler ohne Ausnahme von Wasseradern durch-

---

[1]) Potonié's naturwissenschaftliche Wochenschrift 1900. p. 320.
[2]) Umlauft's Rundschau für Geographie 1900. 22. p. 202.

rauscht werden. Nicht selten stürzen junge Gebirgsbäche über steile Felswände herab und bilden schöne Wasserfälle. Man zählt deren 28 in den Sudeten. Ihre Fallhöhe schwankt zwischen 4—300 *m*. Die Wasserfülle jedoch lässt bei den meisten Fällen zu wünschen übrig. Diesem Übel wird teilweise durch Stauung der Wassermassen in besonders dazu hergestellten Sammelteichen abgeholfen, aber leider nur für wenige Minuten.

Von diesen 28 Wasserfällen entfallen:

drei auf das Altvatergebirge, drei auf die Glatzer Gebirge mit Einschluss von Adersbach-Weckelsdorf, fünfzehn auf das Riesengebirge, fünf auf das Isergebirge und zwei auf die sächsische Schweiz. Herden bespricht dieselben im einzelnen.

Das Wachstum des Po-Deltas ist von G. Marinelli sorgfältig untersucht worden.[1]) Nach E. Lombardini's Darstellung hat die durchschnittliche Grössenzunahme dieses Deltas in der Zeit von 1300—1600 jährlich 53 Hektar betragen, von 1600—1830 jährlich 135 Hektar, um die Mitte des 19. Jahrhunderts 113 Hektar. Marinelli benutzte zu seinen Untersuchungen die österreichische Aufnahme von 1823 und die italienische von 1893. Diese verhältnismässig sehr sichern Unterlagen führen zu dem Ergebnisse, dass zwischen den bezeichneten Epochen der jährliche Zuwachs des Po-Deltas im Mittel 76 Hektar betragen hat. Das Maximum der Zunahme findet sich um die Mündungen des Po, dazwischen hat auch bisweilen ein lokales Zurückweichen der Küstenlinie stattgefunden. Marinelli glaubt, dass die Zunahme im 19. Jahrhundert verhältnismässig geringer war als in der von Lombardini behandelten Epoche, für die sich in der That ein etwas grösserer jährlicher Zuwachs ergiebt. Die gesamte Vergrösserung des Po-Deltas seit dem Jahre 1300 berechnet sich auf 513 *qkm*. Der durchschnittliche Zuwachs der italienischen Adriaküste zwischen dem Po und der österreichischen Grenze wird auf 110 Hektar veranschlagt. Nimmt man dieses Ausmass als mittleres an, so würde in etwa 12000 Jahren die Küste Istriens erreicht werden, und der Golf von Triest nur einen abgeschnittenen kleinen Binnensee darstellen.

Der obere Lauf des Luapula. Dieser Strom ist auf der Strecke von seinem Ausflusse aus dem Bangweolo-See bis zum Eintritte in den Moëru-See an verschiedenen Stellen berührt und überschritten, streckenweise auch aufgenommen worden, so von Giraud, Capello und Ivens, Thomson, Sharpe, Francqui, Weatherley u. a., doch fehlte es bisher an einer einheitlichen Aufnahme des ganzen Laufes. Diese hat nun der Engländer Weatherley durchgeführt, dem wir bereits eine auf Grund seiner Rundfahrt gezeichnete Karte des Bangweolo-See verdanken.[2]) Über den ersten Teil seiner

[1]) Riv. geogr. ital. 5. p. 24. 65.
[2]) Geogr. Journal vom September 1898.

Luapula-Reise berichtet er in einem Briefe, den das Mouvement Géogr. vom 22. Oktober v. J. veröffentlicht. Weatherley verliess die Insel Kabwala (Mbawala seiner erwähnten Karte) am 20. Dezember 1898 und befuhr mit seinem Stahlboote »Vigilance« den Luapula zunächst innerhalb des ungeheuren Sumpflandes im Süden des Bangweolo bis Schiwende, wo Giraud den Fluss verlassen hatte. Der Luapula ist hier 600 *m* breit und mit dicht bewaldeten Inseln durchsetzt. Dahinter beginnt die erste Reihe der Fälle und Stromschnellen, die bis Kalonga reicht. Sie nötigten Weatherley, sein Stahlboot auseinander zu nehmen und zu Lande zu reisen. Der bedeutendste Wasserfall, der von Kundalira, hat 6 *m* Höhe, die übrigen sind zwar weniger hoch, aber zum Teil um so wilder, da der Fluss durch die Uferberge stark eingeengt wird, gewöhnlich auf eine Breite von 300—350 *m*. Bei Kalonga, das übrigens nicht auf dem linken Ufer des Luapula liegt, wie die Karten angeben, sondern auf dem rechten, konnte Weatherley sein Boot wieder zusammensetzen und den nun hindernislosen Strom bis zur Mündung des Luonga hinunterfahren. Der Luonga Weatherley's ist mit dem Luonga der Karten offenbar identisch, zumal auch die von Weatherley angegebene Lage der Mündung mit 10° 33′ südl. Br. ungefähr stimmt; er hätte dann die Johnston-Fälle, die zwischen Schiniama und der Luonga-Mündung den Luapula etwa 80 *km* weit durchsetzen, ohne Schwierigkeit passiert. Es herrschte allerdings Hochwasser, während Weatherley auf seiner frühern Reise vom Juli 1896 sein Fahrzeug nur mit vieler Mühe über die Johnston-Fälle hatte führen können. Von den Nebenflüssen des Luapula hat Weatherley den von rechts kommenden, sehr wasserreichen Luela eine kleine Strecke aufwärts verfolgt.[1])

Der Madeira ist von M. Lamberg auf Grund einer Befahrung desselben geschildert worden.[2]) An der Mündung in den Solimoes (Amazonenstrom) ist der Fluss etwa 3 *km* breit. An den Ufern dehnen sich reiche Gummiwälder aus, deren Produkte zu den besten Sorten Brasiliens gehören, weshalb zahlreiche Sammler sich daselbst aufhalten. Der Madeira hat gleich allen andern Tributärströmen des Amazonas seine An- und Abschwellungsperioden, die aber nicht auf allen Flüssen zu gleicher Zeit eintreten. Die Wassermasse des Madeira steigt regelmässig vom Oktober angefangen und erreicht im März ihren höchsten Punkt, der abwechselnd von 10—15 *m* über den niedersten Wasserstand sich erhebt. Von da an, und zwar recht fühlbar schon im Mai, beginnt dieselbe zu fallen und vermindert sich im August, September und Oktober in einer Weise, dass die Schiffe stets in Gefahr des Auflaufens schweben, was auf allen Flüssen oft genug vorkommt, und wodurch Schiffe zuweilen Monate lang im Sande sitzen und die Flut abwarten.

[1]) Globus. **76.** p. **343.**
[2]) Umlauft's deutsche Rundschau für Geographie **23.** Heft I. p. 20.

Doch kommt es auch zuweilen vor, dass während des niedersten Wasserstandes eine plötzliche Anschwellung der Fluten eintritt, die einige Tage währt und schon manchem Schiffe von einer Sandbank, wo es festsass, weghalf. Man nennt diese plötzliche Anschwellung Repiquette. Woher diese entstehen, ist bis jetzt noch unbekannt, man nimmt an, dass sie durch ungeheure Regengüsse bewirkt werden, die in den Anden niedergegangen sind. Der Madeira ist das ganze Jahr hindurch für Dampfer befahrbar, die einen tüchtigen Lootsen mitnehmen. Nur seine Nebenflüsse sind davon ausgenommen. Diese sind für solche bloss zur Zeit der Hochwasser, d. i. vom Januar bis März, befahrbar, sonst aber nur kleinen Lanschen und Booten zugänglich. Die Strömung des Madeira zur Zeit der Hochwasser beträgt 4 *km* pro Stunde. Seine Breite ist sehr verschieden. An manchen Stellen beträgt sie an 2500 *m*, an andern wieder verengert sich der Fluss selbst bis auf 300 *m*. Wohl durch neun Zehntel seines Unterlaufes, d. i. von der Mündung bis zu den ersten Wasserfällen (ungefähr 1700 *km*), besitzt er eine Breite von 800 bis 1200 *m*. Sein Wasser ist an vielen Stellen wärmer als die Luft, und obwohl etwas trübe, doch trinkbar.

So wie zur Zeit des niedern Wasserstandes die grösste Aufmerksamkeit des Lootsen nötig ist, um den richtigen Kanal zu wählen, so ist bei Hochwasser diese ebenfalls unbedingt notwendig, um den schwimmenden Baumstämmen auszuweichen, deren manche von riesigen Dimensionen sind.

Das Brennmaterial aller Schiffe, gross und klein, besteht mit Ausnahme der ersten zwei Tage, wo sie von Manáos Kohlen mitnehmen, auf der ganzen Reise ausschliesslich in Brennholz, wodurch die Fahrt sehr verlangsamt wird. Ein gewöhnlicher Flussdampfer verbraucht stündlich ungefähr 200 Scheite; da für mehr als 10000 solcher kein Platz vorhanden ist, so muss er jeden zweiten Tag anhalten, um Holz einzunehmen, was gewöhnlich 6—10 Stunden in Anspruch nimmt. Diese Holzlager finden sich ziemlich häufig am Ufer; doch kommt es auch vor, dass die Vorräte verbraucht oder von plötzlichem Hochwasser weggeschwemmt worden waren; dann heisst es Holz fällen im Walde, wobei ungefähr 24 Stunden Säumnis eintritt.

Die Krümmungen des Madeira sind zahlreich, doch sind die Kurven fast durchaus in sehr stumpfen Winkeln von 130—160°.

In Bezug auf Klima und hygienische Verhältnisse nimmt der Madeira unstreitig den ersten Rang unter allen Tributärströmen des Amazonas ein. Dies mag wohl seinen Hauptgrund darin haben, dass die Ufer hoch liegen und nur an sehr wenigen Stellen zeitweise überschwemmt werden. Nicht minder trägt hierzu bei, dass die dortigen Gummisammler in ihrer Mehrzahl von jeher dort ansässig waren und früher — bevor das Gummifieber so allgemein um sich gegriffen hatte — Landwirtschaft betrieben haben, infolgedessen etwas besser wohnen, sich besser kleiden und einen geregeltern

Lebenswandel führen, als die aus allen brasilianischen Staaten herbeigelaufenen Abenteurer der andern Flüsse. Auch ist ihr Ruf in moralischer Beziehung besser.

Die Hitze ist dort erträglicher, umsomehr als die Nächte zumeist recht kühl sind und selbst während des Tages oft das klare warme Wetter in eine empfindliche Frische mit bedecktem Himmel umschlägt, die zuweilen sogar bis zu einem Hagelwetter sich verstärkt.

Nur einige Nebenflüsse des untern Stromes stehen in hygienischer Beziehung in sehr üblem Rufe, wie z. B. der Rio Machado und der Jamary.

Bezüglich der allgemeinen geographischen Verhältnisse des Madeira und seiner Nebenflüsse, die noch sehr im Dunkeln liegen, sagt Verf. auf Grund seiner praktischen Erfahrungen folgendes:

»Zwischen dem elften und zwölften Falle des Madeira, von S. Antonio an gezählt, tritt linksseitig der Abuná ein, der nicht, wie ihn Petermann's Karte darstellt, nur ein Bächlein ist, sondern von 70—73° 50′ östl. L. von Paris sich ausdehnt und ungefähr von 10° 50′ bis 9° südl. Br. nordöstlich fliesst. Von 10° 20′ südl. Br., wo er scharf sich gegen Norden wendet, bis zu seiner Mündung fliesst er auf brasilianischem Gebiete, der übrige, viel mehr westöstlich gestreckte, ganz bedeutend längere Teil gehört Bolivien an. Er ist reich an Gummiwäldern, die zumeist ausgebeutet werden. Er kommt auf seinem Oberlaufe dem rechtsseitigen, sehr ausgedehnten Nebenflusse des obern Purus, dem Acre, so nahe, dass man den sie trennenden festen Boden in wenigen Stunden überschreiten kann.

Unter 10° 20′ erhält der Madeirastrom seinen Namen und tritt hier aus Bolivien auf brasilianisches Gebiet über. Er ist bis zu 4° 6′ ungefähr von sechs Fällen unterbrochen. Von da an bis S. Antonio wurde seinerzeit eine Eisenbahn projektiert und begonnen im Einvernehmen der beiden Staaten Bolivien und Brasilien. Ungefähr unter 11° 20′, nicht, wie Petermann's Karte angiebt, in der Breite von 12° 20′, mündet rechtsseitig in den Mamoré der brasilianische Fluss Quaporé, der auf dem höchsten Punkte der brasilianischen Zentralhochebene entspringt und ohne Fälle auf 2500 *km* für Dampfer schiffbar ist. Er bildet auf einer langen Strecke die Grenze des brasilianischen Hochlandes gegen Bolivien.

Wenn im Staate Matogrosso, der Heimat seiner Quellen und des Flusses Jauru, die wahrscheinlich vorhandene Wasserverbindung dieser zwei Flüsse aufgefunden würde, so wäre dadurch die Verbindung der zwei grössten Ströme Südamerikas, nämlich des Amazonas mit dem La Plata hergestellt; denn der Jauru mündet in den letztern.

Unter 10° 48′ südl. Br. ergiesst sich linksseitig in den Madeira der Orton, der in den Kordilleren entspringt, und dessen noch ungekannte Nebenflüsse, wie allgemein vermutet wird, mit dem obern Purus in Verbindung stehen.

Geographische Bücher, Reisebeschreibungen und Karten sprechen sich sehr verschieden über den Ursprung oder die Entstehung des Madeirastromes aus. Eine Karte, herausgegeben von der Geographischen Gesellschaft Argentiniens, lässt den Strom unter dem Namen Alto Madeira in den Kordilleren entspringen und den Orton und Beni, den ersten links- und den zweiten rechtsseitig in denselben unter 10° 20′ südl. Br. zusammen einfliessen, was gänzlich falsch ist. Andere lassen wieder den Madeira aus dem Mamoré und Guaporé entstehen, was ebenfalls unrichtig ist. Ich kann feststellen, teils aus eigener, teils aus Erfahrung mehrerer deutscher Reisenden, die einen guten Teil des Flusslabyrinthes im rechtsseitigen Amazonengebiete kennen, dass der Beni in den Bolivischen Anden nahe der Hauptstadt La Paz entspringt, in seiner Hauptrichtung beinahe direkt von Süden nach Norden fliesst und ungefähr zwischen dem 11. und 12.° südl. Br. mit dem Madre de Dios zusammentrifft, der seinerseits in Perú nahe bei Cusco entspringend auf seinem Laufe von Südwesten nach Nordosten seine viel grössern Wassermassen mit denen des Beni vereint, von wo an diese beiden Flüsse zu einem vereint den Namen Beni weiter führen, und zwar bis zur brasilianischen Grenze bei Villabella, wo dieser nämliche Fluss den Namen Madeira annimmt und zugleich auf demselben Punkte von dem aus dem Südosten Boliviens kommenden Mamoré verstärkt wird, der unter 10° 20′ südl. Br. in denselben einfliesst, nachdem er selbst ungefähr 80 *km* oberhalb seiner Mündung den aus Osten kommenden brasilianischen Strom Guaporé aufgenommen hat. Der Madeira bildet sich daher aus vier grossen Strömen, und von der Wassermasse von 70000 *cbm*, die derselbe pro Sekunde entleert, müssen zwei Drittel dem verstärkten Beni zugeschrieben werden.«

11. Seen und Moore.

Allgemeine Limnologie. Der Altmeister der Seenkunde, Prof. Dr. F. A. Forel in Stuttgart, hat den dermaligen Standpunkt dieser wissenschaftlichen Disziplin in einem grössern Werke dargelegt,[1]) welches eine Darstellung sämtlicher auf die Seen im allgemeinen bezügliche Beobachtungen, Gesetze und Theorien giebt. Dabei stützt er sich hauptsächlich auf die Resultate der Untersuchungen, die an den Seen der gemässigten Zone in Europa und Nordamerika angestellt wurden, denn nur diese Seen sind nach allen Richtungen hin genügend studiert.

Als See bezeichnet Forel eine allseitig geschlossene, in einer Vertiefung des Bodens befindliche, mit dem Meere nicht in direkter Verbindung stehende, stagnierende Wassermasse. »Für die limnologischen Verhältnisse eines Sees sind folgende geographische Elemente von Bedeutung:

1. Die Lage im allgemeinen ist massgebend für das Klima der Gegend, in welcher der See liegt.

[1]) Handbuch der Seenkunde. Von Prof. Dr. F. A. Forel, Stuttgart.

2. Die geographische Breite beeinflusst die Temperaturverhältnisse des Sees. Je näher dem Äquator, desto wärmer wird er caeteris paribus sein.

3. Die absolute Höhe des Seespiegels über dem Meere ist ebenfalls für die Thermik des Sees von Bedeutung. Je höher er liegt, desto kälter wird unter sonst gleichen Umständen das Wasser sein, desto länger wird seine Oberfläche im Winter gefroren bleiben. In beträchtlichem Masse werden ferner Fauna und Flora von der absoluten Höhe beeinflusst. In den Seen der Ebene werden aktive und passive Wanderungen viel leichter bewerkstelligt als in Bergseen.

4. Das Areal des Sees ist für die Grösse und Kraft der Bewegungen seiner Wassermassen von einschneidender Bedeutung. Je grösser der See, desto stärker sind seine Wellen und Strömungen. Das Ausmass der Wasserstandsänderungen dagegen steht zur Ausdehnung des Sees im umgekehrten Verhältnisse. Die Verdunstung und die direkte Kondensation sind auf grossen Seen absolut grösser, aber relativ kleiner als auf kleinen Seen.

5. Die Tiefe des Sees beeinflusst die Bewegungen des Wassers im Wellenschlage und in den Seiches.

Die maximale Tiefe ist für gewisse biologische Erscheinungen von Wichtigkeit und zugleich für die Frage nach der Genesis des Sees von hoher Bedeutung.

Die mittlere Tiefe des Sees, die man erhält, indem man das Volumen des Sees durch seine Oberfläche dividiert, giebt, verglichen mit der maximalen Tiefe, Anhaltspunkte über die allgemeine Form des Seebeckens. Wäre die Gestalt des Sees die eines Hohlkegels (Trichters), so wäre sein Volumen gleich der Oberfläche, multipliziert mit einem Drittel der maximalen Tiefe, und seine mittlere Tiefe wäre ein Drittel der maximalen. Dieses Verhältnis trifft nur selten zu. Meistens entspricht die mittlere Tiefe der Hälfte oder einem noch grössern Bruchteile der maximalen. Daraus ergiebt sich, dass ein See meist einen Kegel mit abgestumpfter Spitze, einen Kegelstumpf darstellt. In der That besitzen die meisten Seen in ihrer tiefsten Region eine zentrale, durch Aufschüttung von Alluvionen entstandene Ebene, so dass die ideale Kegelgestalt in den meisten Fällen sehr stark modifiziert erscheint.

6. Das Volumen einer Wassermasse beeinflusst deren Chemismus und Thermik in hohem Grade. Je grösser der See, desto unbedeutender sind die Schwankungen in den chemischen und thermischen Verhältnissen. Das Volumen des Sees ist ferner von Einfluss auf die Grösse seiner tierischen und pflanzlichen Bewohner.

7. Die Grösse des Einzugsgebietes beeinflusst die Wassermenge der Zuflüsse des Sees derart, dass diese caeteris paribus der Grösse des Einzugsgebietes proportional ist. Vom Verhältnisse der Seeoberfläche zur Wassermenge der Zuflüsse oder, kurz gesagt, zur Grösse des Einzugsgebietes hängt das Ausmass der Wasserstandsschwankungen des Sees ab. Das Verhältnis des Volumens des Sees zur Wassermenge seiner Zuflüsse bestimmt das Ausmass der chemischen Variationen und kann für die thermischen Schwankungen von Bedeutung sein.

8. Die Wasserführung der Zuflüsse, und zwar die mittlere wie auch die kleinste und die grösste, ist ein wichtiger Faktor für die limnimetrischen, thermischen und chemischen Schwankungen des Sees.

9. Die Lage eines Sees im Laufe eines Flusses, der ihn durchströmt (Flussseen), oder am Ende eines Flusses, der ihn ernährt (Endseen), beeinflusst seine organische Bevölkerung insofern, als von ihr die grössere oder geringere Leichtigkeit abhängt, mit welcher aktive und passive Migrationen von Pflanzen und Tieren stattfinden können. Folgende lokalklimatische Faktoren sind für die Naturgeschichte eines Sees von Wichtigkeit:

1. Die Lufttemperatur; sie regelt den an der Oberfläche des Sees stattfindenden Wärmeaustausch.

2. Die Hydrometeore, und zwar:

a) Die absolute Feuchtigkeit der Luft; sie bestimmt den Taupunkt; von dem Verhältnisse des Taupunktes zur Oberflächentemperatur des Sees hängen Verdunstung und Kondensation ab.

b) Die relative Feuchtigkeit; sie bestimmt den Grad der Bewölkung und die Häufigkeit der Niederschläge.

c) Die Bewölkung ist bestimmend für die Wärmeeinstrahlung von der Sonne zum See und für die Wärmeausstrahlung von der Oberfläche des Sees in die Atmosphäre und in den Weltenraum.

d) Die Niederschlagsverhältnisse; von ihnen hängt die Speisung des Sees ab.

3. Die Winde; sie sind von grösstem Einflusse auf die Bewegungen des Wassers im See, den Wellenschlag und die Strömungen. Zugleich sind sie von eminenter Bedeutung für die klimatischen Verhältnisse der ganzen Region. In Betracht kommen folgende Winde:

a) Allgemeine Winde, die Luft aus fernen Gegenden heranbringen.

b) Stürme, wie sie Gewitter und Böen begleiten; sie stören plötzlich die Ruhe der Atmosphäre.

c) Lokale Winde (franz. brises), die einen Luftaustausch zwischen verschiedenen Teilen der Gegend, in der der See liegt, verursachen. Sie sind direkt durch die Anwesenheit des Sees bedingt, der thermisch ganz anders auf die Atmosphäre wirkt, als das umgebende Land. Nachts wehen im Sommer Landwinde in zentripetaler Richtung vom Lande her gegen den See, tagsüber Seewinde in zentrifugaler Richtung vom See gegen das Land hin. Im Winter dominieren die Landwinde auch am Tage.

4. Lokale Schwankungen des Luftdruckes; sie sind die wesentlichste Ursache der sogenannten »Seiches.«

Die an der Erdoberfläche vorkommenden Wannen[1]) (cuvettes), in denen sich Wasser ansammelt, können sehr verschiedener Natur sein. Je nach ihrer Genesis lassen sich Wannen unterscheiden, die durch Einbruch oder Einsinken von Gesteinsmassen entstanden sind, ferner Wannen, die durch Abtragung von Gesteinmassen sich bildeten, endlich Wannen, die durch Bildung eines Dammes, der das Wasser staute, entstanden sind. Entsprechend sind die Vorgänge, die zur Seebildung führen, entweder tektonische Vorgänge, die die Schichten der Erdrinde dislozieren, oder Erosionswirkungen, die die Erdschichten abtragen, oder Akkumulationsvorgänge, die inmitten eines Flusses einen Damm aufwerfen und so den Abfluss des Wassers hindern. Oft ist ein See komplexer Entstehung: er entstand durch das Zusammenwirken zweier oder mehrerer der genannten Vorgänge.

Jeder See hat seine eigene, von derjenigen seiner Nachbarn oft ganz verschiedene Geschichte. Diese Geschichte ist aus dem geologischen Aufbaue der Umgebung und den Eigentümlichkeiten des Seebeckens zu entziffern.«

Der See erodiert die Ufer der Wanne und zerstreut die dabei entstehenden Erosionsprodukte in der littoralen Zone. Seine Erosionsarbeit besteht im Angreifen, Untergraben und Zertrümmern. Unterscheiden lässt sich chemische und mechanische Erosion.

Das Seewasser wirkt lösend auf die Gesteine in seinem Bereiche. Abgesehen von einigen leicht löslichen Gesteinen, wie z. B. Gips und Steinsalz, wirkt diese chemische Erosion nur schwach und langsam. Die gelösten

[1]) Der Ausdruck »Wanne« wird hier in einem ganz bestimmten, begrenzten Sinne angewandt. Unter »Wanne« des Sees versteht Verf. jede Vertiefung des Erdbodens, in welcher sich stehendes Wasser ansammeln kann, ohne Rücksicht auf die Wirkung, die das Wasser auf die Wände des Behälters ausgeübt hat. Die Wanne ist also der Behälter des Sees in statu nascendi. Das Seebecken hingegen hat sämtliche Einwirkungen des Wassers erlitten, es ist die umgebildete Wanne.

Materialien werden dem Seewasser einverleibt und vergrössern dessen Salzgehalt.

Die mechanische Erosion beruht in der Hauptsache auf der Stosskraft der Wellen. Die vom offenen See kommenden Wellen prallen gegen das Ufer an, erschüttern, lockern und zertrümmern dasselbe. Die Trümmer, die sich dabei bilden, werden weiter zerkleinert, bis sie so klein sind, dass die Wellen sie mit sich reissen und hin und her rollen. Durch diese Bewegung nutzen sie sich noch weiter ab und werden zu Geröllen. Die Gerölle ihrerseits werden durch die Wellen ihrer Grösse nach in Bänken oder Zonen abgelagert; jede Bank besteht aus Geröllen von ungefähr gleicher Grösse.

Mündet ein Fluss in einen See, so verliert sich seine Strömung rasch in den ruhenden Wassermassen des Sees. Die groben Alluvionen fallen zu Boden und bilden einen Schuttkegel, das Delta, dessen Böschung von der Natur der Geschiebe abhängt. Ein Delta baut sich stets aus Schichten auf, die gegen den See hin fallen. Jedes Hochwasser setzt eine neue, seewärts geneigte Schicht ab. Die Geschiebe werden dabei ihrer Grösse nach geordnet, derart, dass die grössten sich dicht an der Mündung des Flusses ablagern. Führt ein Fluss reichlich grobe Geschiebe, so häufen sich dieselben unmittelbar an der Mündung an und bilden Barren, die über den Wasserspiegel emporwachsen.

Der Schuttkegel taucht allmählich über den Wasserspiegel auf und wird zum oberseeischen Delta, das seewärts vorrückt. Während am Rande das Delta unterseeisch durch Ansatz von weitern schräggeneigten Schichten wächst, setzt der Fluss, der die über Wasser geratenen Teile des Deltas überfliesst, auf diesem ungefähr horizontale Flussablagerungen ab. In einem geologischen Querschnitte durch ein Delta markiert daher diejenige Höhe, in der die horizontalen zu Tage abgelagerten Flusssedimente in die schräggeneigten Seealluvionen des Deltas übergehen, die mittlere Höhe des Wasserstandes bei der Bildung des Deltas.

Die Ablagerungen und Anschwemmungen führen im Laufe genügend langer Zeitperioden zuletzt zur Auffüllung der Seebecken. Jeder See ist daher eine vergängliche Erscheinung, und Forel unterscheidet folgende Phasen derselben.

1. Das Jugendalter. Die Anschwemmungen haben auf die Form des Seebeckens noch keinen merkbaren Einfluss ausgeübt; das ursprüngliche Relief der Wanne mit allen seinen Einzelheiten ist weder durch fluviatile, noch durch lakustre Alluvionen verändert.

2. Das Reifealter. Die Seealluvionen haben rings um den See eine Uferbank gebildet. Aus den groben fluviatilen Geschieben sind an der Mündung der Zuflüsse ober- und unterseeische Schuttkegel (Deltas) entstanden; feiner fluviatiler Schlamm hat sich auf der Sohle des Sees abgesetzt und dieselbe eingeebnet. Noch aber sind nicht alle Züge der ursprünglichen Wanne durch die Anschwemmungen verdeckt; in einzelnen Regionen schimmern die Einzelheiten der ursprünglichen Form noch durch die dünne abgesetzte Schlammschicht durch.

3. Das Greisenalter. Die Alluvionen herrschen überall vor. Die Wände der ursprünglichen Wanne sind überall unter denselben verschwunden; das ganze Seebecken besteht nurmehr aus einer zentralen, horizontalen, von den Halden des Deltas und der Uferbank eingefassten Ebene.

4. Der See ist zum Weiher geworden Die zentrale Ebene ist durch die fortwährende Zufuhr von Schlamm hoch aufgeschüttet worden und befindet sich in ein und derselben Höhe mit der Uferbank. Es giebt im Seebecken keine Böschungen mehr, ausser derjenigen des Strandes. Ein Weiher ist ein See ohne Tiefe; er kann in seiner ganzen Ausdehnung von der littoralen Seeflora besiedelt werden.

5. Der Weiher ist zum Sumpf geworden, wenn durch die fortschreitende

Aufschüttung seine Tiefe so sehr abgenommen hat, dass seine submerse Wasserflora durch eine oberseeische Sumpfflora ersetzt wird.

Was die Pflanzengesellschaften anbetrifft, so ist die Flora der Seen und Weiher charakteristisch für »lebendes Wasser«. Die von der Mutterpflanze abgetrennten Stücke von Wasserpflanzen (Potamogeton, Myriophyllum u. s. w.) leben weiter und reinigen durch die Funktionen des Chlorophylls das Wasser; Seen und Weiher sind daher von frischem Wasser erfüllt. Die Sumpfflora hingegen (Schilfrohr, Thyphaceen, Cyperaceen u. s. w.) ist bezeichnend für stagnierendes, »totes« Wasser; Bruchstücke dieser Pflanzen faulen rasch oder vertorfen und lassen das Wasser bald stinkend werden.«

Wenn Forel Weiher und Sumpf als Entwickelungsstadien eines Sees bezeichnet, so soll damit nicht gesagt sein, dass jeder Weiher und jeder Sumpf ein an seine äusserste Altersgrenze angelangter See sei. Beide können auch ganz andern Ursachen ihre Entstehung verdanken. Hingegen wird jeder See einmal zum Weiher und schliesslich zum Sumpfe, es sei denn, dass durch irgend eine Ursache seine normale Entwickelung gestört wird.

Man unterscheidet temporäre und permanente Seen, Seen ohne Abfluss (Endseen und Flussseen). Das Wasser, das dem See zugeführt wird, ist niemals chemisch rein; es enthält immer eine Reihe mineralischer Bestandteile in Lösung. Die Verdunstung hingegen entführt nur reines Wasser und etwa flüchtige Bestandteile. Infolgedessen bereichert sich das Wasser der Endseen, deren Wasser nur durch Verdunstung entzogen wird, immer mehr mit gelösten Substanzen, unter Umständen bis zur Sättigung. Endseen sind daher salzig; sie sind Salzseen.

Der relative Salzgehalt wechselt je nach dem Volumen, also je nach dem Wasserstande des Sees. Bei Hochwasser ist die Lösung verdünnt; sinkt aber der Wasserstand, so konzentriert sie sich. In den temporären Seen werden, wenn das Wasser verdunstet, die salzigen Bestandteile ausgeschieden und auf dem Grunde des Beckens abgelagert. Füllt sich das Becken wieder mit Wasser, so kann dieser Niederschlag ganz oder teilweise wieder gelöst werden. In den Flussseen hingegen findet eine solche Anhäufung von Salzen nicht statt. Der Abfluss entführt die durch die Zuflüsse herbeigebrachten gelösten Substanzen regelmässig zusammen mit dem Seewasser. Der Salzgehalt eines solchen Sees ist folglich gleich dem mittlern Salzgehalte der Zuflüsse, sofern man von der in der Regel geringen Wirkung der Verdunstung absieht.

Der Wasserstand der Seen zeigt tägliche, jährliche und zyklische (langperiodische) Schwankungen. Je nach der Jahresperiode des Wasserstandes lassen sich folgende Typen von Seen unterscheiden:

a) Seen heisser Klimate. Hochstand während der Regenzeit, Tiefstand während der trockenen Zeit (z. B. die Schotts und Sebkas, die grossen afrikanischen Seen).

b) Seen gemässigter Klimate. Im Winter zur Zeit der Schneefälle steht der See tief. Im Frühlinge zur Zeit der Schneeschmelze steigt der See; im Sommer, während der warmen Periode mit starker Verdunstung, sinkt er,[1]) um im feuchten Herbste wieder zu steigen.

c) Seen polarer Klimate. Im Winter ist alles gefroren, und der See steht tief. Im Sommer tritt allgemeines Schmelzen des Schnees und der Eismassen ein; die Flüsse sind wasserreich, und die Seen zeigen Hochstand.

Die subalpinen (am Fusse eines hohen Gebirgs liegenden) Seen folgen gleichzeitig dem Typus gemässigter und demjenigen polarer Gegenden.

---

[1]) Nur in streng kontinentalen Regionen, wo der Einfluss der grössern Verdunstung des Sommers durch ein besonders starkes Sommermaximum der Niederchläge wett gemacht wird, haben wir Sommerhochstand der Seen. Vergl. im übrigen Woeikof, Seen und Flüsse als Produkte des Klimas. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1885. p. 92.

Ersterer wird ihnen aufgedrückt durch ihre dem Flachlande angehörenden, letzterer durch ihre in der alpinen Region entspringenden Zuflüsse.

Die Seeoberfläche ist ein Segment der sphäroidalen Erdoberfläche, diese normale Form erleidet aber Veränderungen (Denivellationen), indem z. B. das Wasser an der Mündung der Zuflüsse höher steht als am Beginne des Abflusses, ferner durch die Gezeiten (bis jetzt nur am Michigan-See direkt erwiesen), durch Wind und Wellen. Ein Stoss, der gleichzeitig einen grossen Teil der Oberfläche des Sees trifft, bringt eine allgemeine Störung des Gleichgewichtes hervor, die die ganze Wassermasse verschiebt. Sobald die Ursache der Störung zu wirken aufhört, kehrt die Wassermasse durch eine Reihe von Oszillationen, die bis auf den Grund reichen, zur frühern Ruhelage zurück. Solche Schwankungen, an denen die ganze Wassermasse teilnimmt, werden im Gegensatze zu den fortschreitenden Wellen, stehende Wellen genannt. Solche stehende Wellen im See heissen Seiches.

Die Strömungen in den Seen sind entweder Abflussströmungen oder durch dynamische Ursachen hervorgerufene, endlich solche aus hydrostatischen Momenten.

Die chemische Zusammensetzung des Seewassers schwankt relativ wenig. Sie ändert sich immerhin in zweifachem Sinne; sie zeigt eine meist sehr schwache jährliche Periode und ausserdem lokale Schwankungen von Ort zu Ort, die mitunter beträchtlich sind.

Von grösster Wichtigkeit sind die thermischen Verhältnisse der Seen. Infolge des hohen Flüssigkeitsgrades des Wassers stellt sich stets eine Schichtung nach der Dichte ein, derart, dass die dichtesten, schwersten Wassermassen auf dem Grunde ruhen, und die leichtern oben schwimmen.

Da das Dichtigkeitsmaximum für Süsswasser bei + 4° liegt, so zeigt die thermische Schichtung ganz entgegengesetzte Verhältnisse, je nachdem das Wasser wärmer oder kälter als 4° ist. Warmes Wasser, d. h. Wasser, dessen Temperatur mehr als 4° beträgt, zeigt die direkte Temperaturschichtung, bei der die warmen Schichten auf den kältern lagern: die Temperatur nimmt von oben nach unten ab. Kaltes Wasser, d. h. Wasser, dessen Temperatur zwischen 0° und 4° beträgt, zeigt verkehrte Temperaturschichtung; die wärmsten Massen befinden sich unten, die kältesten schwimmen oben: die Temperatur nimmt von oben nach unten zu.

Wenn sich ein warmer See an der Oberfläche abkühlt oder ein kalter See erwärmt, so wird die oberste Schicht dichter und sinkt unter, bis sie auf eine Schicht von gleicher Dichte stösst. Bei diesem Vorgange nimmt die Dicke der Oberflächenschicht mit gleicher, stets sinkender Temperatur — die sogenannte homothermische Schicht — progressiv zu, indem die vertikalen Konvektionsströmungen die Oberflächenschichten mit den unmittelbar unter ihnen liegenden in dem Masse mischen, als durch Abkühlung (bezw. Erwärmung) ihre Temperatur diejenige der untern Schichten annimmt. Die Temperatur der so entstehenden fortwährend an Dicke wachsenden Oberflächenschicht muss von oben bis unten als annähernd gleichmässig angenommen werden. Der ganze Vorgang führt in dieser Weise zu einer Zerstörung der thermischen Schichtung und zur Ausgleichung der Temperatur in der gesamten in Mitleidenschaft gezogenen Wassermasse.

Forel unterscheidet drei Typen von Seen, je nachdem ihr Wasser immer warm, d. h. über der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums (tropische Seen), abwechselnd warm und kalt (temperierte Seen) oder immer kalt (polare Seen) ist. Diese Namen, die den thermischen Typus eines Sees bezeichnen, sind den Namen der Zonen der Erde entnommen, in denen die betreffenden Typen am besten charakterisiert auftreten.

Die grössten Temperaturschwankungen zeigt die Oberflächenschicht der Seen, ihre Temperatur ändert sich von Ort zu Ort und von Zeit zu Zeit. Die tägliche Periode hat ein Maximum am Ende des Tages, ein Minimum am Ende der Nacht und steigt in mittlern Breiten auf 2 — 4° ausnahmsweise bis auf 6°. Die jährliche Periode hat ein Maximum in

der warmen, ein Minimum in der kalten Jahreszeit, die Amplitude der Schwankung hängt von dem klimatischen Verhältnisse der bezüglichen Gegenden ab. In den tropischen Seen sinkt das Minimum nicht unter 4°, das Maximum kann auf 25—30°, ja noch höher steigen. In den polaren Seen schwankt die Temperatur der Oberfläche nur zwischen 0 und 4°. In den temperierten Seen ist sie während der kalten Jahreszeit unter 4°, in der warmen über 4°. In den tiefen Seen der gemässigten Zone steigt sie auch im Hochsommer kaum über 25°.

Der momentane thermische Zustand der Wassermasse des Sees ist stets das Resultat eines in einem frühern Momente bestandenen Wärmezustandes und der verschiedenen, seit jenem Moment durch verschiedene Einflüsse hervorgebrachten Änderungen. Wenn diese modifizierenden Einflüsse den Sinn der thermischen Schichtung des Wassers nicht ändern, so bleiben die übereinander gelagerten Schichten ungestört ruhen, und die Schichtung verschärft sich noch. Wenn dagegen jene modifizierenden Einflüsse dahin arbeiten, den Sinn der Schichtung umzukehren, also z. B. an Stelle der direkten die verkehrte Temperaturschichtung oder umgekehrt zu setzen, so bilden sich thermische Konvektionsströme, die eine vollständige Aufhebung der Schichtung zur Folge haben.

Da der Wechsel von Erwärmung und Abkühlung von den zum Teil regelmässig periodisch, zum Teil aber auch unregelmässig aperiodisch auftretenden Witterungsvorgängen abhängig ist, so ist die Kurve, die die vertikale Temperaturänderung im See zeigt, oft sehr kompliziert; es zeigen sich meist übereinander gelagerte Spuren alternierender Ausgleichungs- und Schichtungsvorgänge. Nach Ed. Richter's[1]) Vorgang nennt man diejenige Schicht, in der die Stratifikation plötzlich ihren Habitus ändert, Sprungschicht. In der Sprungschicht sind die Temperaturunterschiede der einzelnen Schichten sehr gross. Die Sprungschicht kann sich in jeder beliebigen Tiefe befinden, desgleichen können verschiedene »Sprünge« in verschiedenen Schichten desselben Temperaturprofils auftreten.

Hat sich in einem See oder auch nur in einem Teile desselben, der von der pelagischen Region durch eine thermische Barre getrennt ist, die verkehrte Temperaturschichtung eingestellt, so kann bei andauernder Kälte die Temperatur der Oberfläche auf 0° sinken. Weitere Wärmeverluste führen alsdann zur Bildung von Eiskrystallen.

Das eigentliche Zufrieren eines Sees erfolgt nach der Bildung einer dünnen Eisschicht, durch Verdickung derselben an der Unterseite. Das Gefrieren eines Sees findet erst dann statt, wenn die Oberflächentemperatur auf 0° gesunken ist. Das warme Sommerwasser muss sich bis unter 4° abgekühlt haben und so zum kalten Winterwasser geworden sein. Erst dann stellt sich die verkehrte thermische Schichtung ein, die das Gefrieren ermöglicht. Das Zufrieren eines Sees, der im Sommer hohe Temperaturen aufweist, erfolgt daher erst spät im Winter. Unter sonst gleichen Verhältnissen tritt die Abkühlung, die das Gefrieren ermöglicht, um so später ein, je tiefer der See ist.

Da das Wasser nicht vollkommen durchsichtig ist, so nimmt die Intensität des einfallenden Lichtes mit der Tiefe ab, und in einer bestimmten Tiefe muss praktisch Dunkelheit herrschen. Die Grenze der absoluten Dunkelheit für das menschliche Auge liegt in vertikaler Richtung etwa in der Tiefe von 60 *m*. Wesentlich tiefer (bis zu 240 *m*) liegt die Grenze der photographischen Einwirkung des Lichtes.

Bezüglich der Refraktionserscheinungen sind zwei Typen festzuhalten, nämlich Refraktionen über warmem und kaltem Wasser. Für erstere ergiebt sich: »a) Der scheinbare physische Horizont ist herabgedrückt. b) Der scheinbare physische Gesichtskreis ist zusammengezogen, d. h. die äussersten

---

[1]) Richter. Die Temperaturverhältnisse des Alpenseen. IX. deutscher Geographentag. Wien 1891.

Punkte der Seeoberfläche, die man sieht, sind näher gerückt. c) Innerhalb dieses Gesichtskreises erscheint infolge dessen die Konvexität der Seeoberfläche übertrieben. Man glaubt, ein Stück der konvexen Kugelfläche der Erde wahrzunehmen, während das sonst nicht der Fall ist. d) Wenn der See Wellen schlägt, so erscheint der Horizont ausserordentlich stark gezahnt, da die Wellenkämme übertrieben hoch scheinen. e) Einen dicht über dem Wasser und über dem scheinbaren physischen Horizonte gelegenen Punkt sieht der Beobachter doppelt; denn zwei der von ihm ausgehenden Strahlen gelangen gleichzeitig in das Auge. Der eine dieser Strahlen wird nicht gebrochen, da er die tiefsten Luftschichten nicht passiert; er verläuft geradlinig und erzeugt im Auge des Beobachters ein normales Bild des Ausgangspunktes. Der andere wird gebrochen; er geht vom Objekte etwas schräg abwärts, dringt in die unterste, erwärmte Luftschicht ein, wird hier total reflektiert, beschreibt eine krumme, nach oben konkave Linie und gelangt etwas schräg von unten in das Auge; er bringt ein Bild des Ausgangspunktes hervor, das unter dem ersten liegt.

Aus der Kombination der verschiedenen Punkte eines beleuchteten Körpers entstehen auf diese Weise zwei Bilder, von denen das obere aufrecht, das untere dem obern symmetrisch und verkehrt ist (der Totalreflexion wegen). Diese Erscheinung führt allgemein den Namen der Luftspiegelung (mirage). Im Herbste und Winter, wenn sich die Luft schneller abkühlt als das Wasser, treten solche Refraktionserscheinungen über warmem Wasser beinahe zu jeder Tageszeit auf. Desgleichen zeigen sie sich im Frühlinge und im Sommer am frühen Morgen, weil sich die Luft während der Nacht stärker abgekühlt hat als das Wasser.

Über kaltem Wasser zeigt die Luft die direkte thermische Schichtung. Die in der Nähe der Wasseroberfläche dieser fast parallel verlaufenden Lichtstrahlen beschreiben eine nach unten konkave Bahn. In das Auge des Beobachters gelangen sie in absteigender Richtung, die von der Vertikalen weniger abweicht, als das ohne Refraktion der Fall wäre. Es ergiebt sich daraus:

a) Der scheinbare physische Horizont ist gehoben; er liegt hoch über dem wahren physischen Horizonte.

b) Der scheinbare physische Horizont liegt jenseits des wahren Horizonts;

c) Innerhalb des Horizonts erscheint die Oberfläche des Sees konkav; eine Vertiefung scheint vor dem Beobachter zu liegen.

d) Objekte, die unter normalen Verhältnissen wegen der Krümmung der Erdoberfläche ausserhalb des Gesichtskreises liegen würden, sind sichtbar.

e) Dicht über dem Wasser, oberhalb des gehobenen scheinbaren physischen Horizonts liegende Punkte sieht man von oben nach unten zusammengedrückt und verzerrt. Ihre Höhendimensionen scheinen abgenommen zu haben.

Refraktionserscheinungen über kaltem Wasser treten in den Nachmittagsstunden der Frühlings- und Sommertage auf, wenn die Sonnenwärme die Temperatur der Luft stärker erhöht hat als diejenige des Wassers.«

Von besonderem Interesse ist der Übergang der Refraktionserscheinungen über warmem, zu denjenigen über kaltem Wasser. »An einem schönen Frühlingstage kann die Luft, die während der Nacht und am Morgen kälter war als das Wasser, sich sehr rasch erwärmen, die Temperatur des Wassers erreichen und schliesslich übertreffen. Bei Windstille folgen die Refraktionserscheinungen nicht sofort den Änderungen der Temperatur, die ein am festen Lande wenige Meter über der Seeoberfläche aufgehängtes Thermometer anzeigt. Die Spiegelungen, wie sie über warmem Wasser auftreten, bleiben oft noch stundenlang bestehen, auch wenn die Luft erheblich wärmer geworden ist, als das Wasser. Die unter solchen Bedingungen entstandenen Bilder zeigen sämtliche Eigenschaften, die den Spiegelungen über warmem Wasser eigen sind, mit einem einzigen Unter-

schiede: das umgekehrte untere Bild, statt dem obern, aufrechten gleich und symmetrisch zu sein, erscheint zwar symmetrisch, aber von oben nach unten zusammengedrückt. Seine Höhe ist nur die Hälfte oder sogar nur ein Viertel der Höhe des obern Bildes. Wir haben diese Erscheinung als Spiegelung über kaltem Wasser bezeichnet. Ganz plötzlich ändert sich nun das Bild, wahrscheinlich unter dem Einflusse eines vom Lande her streichenden Windes, der das labil gewordene Gleichgewicht der Luftschichten stört. Die Refraktionsbilder über kaltem Wasser erscheinen zuerst an einem Ende des Horizonts und nehmen allmählich dessen ganze Peripherie ein. Da wo sich diese Veränderungen in grösserer oder geringerer Breite vollziehen, erscheint das eigentümliche Phänomen der Fata morgana.[1]) Beleuchtete jenseits des Gesichtskreises befindliche Objekte werden in der Luft sichtbar, aber deformiert zu nebeneinander liegenden Rechtecken. Der obere Teil des Bildes ist die Fortsetzung des Horizonts, gehoben durch die Refraktion über kaltem Wasser, der untere Teil die Fortsetzung des Horizonts deprimiert durch die Spiegelung, wie sie über warmem Wasser stattfindet. Diese Rechtecke erwecken den Eindruck einer felsigen Steilküste eines Kliffs oder noch mehr von Häusern, die am Quai einer Riesenstadt gelegen sind. Die ganze Erscheinung der Fata morgana mit ihren Palästen verschiebt sich in dem Masse am Horizonte, als die Refraktion über kaltem Wasser den Raum einnimmt, den die Refraktion über warmem Wasser verliert.

Der umgekehrte Vorgang, der Übergang der Spiegelung über kaltem zur Spiegelung über warmem Wasser findet nachts statt und entzieht sich daher der Beobachtung.«

Seestudien. Unter dieser Bezeichnung hat J. Damian seine Untersuchungen über mehrere Seen veröffentlicht.[2]) Es sind folgende:

Lago di Serraia. Dieses flache Seebecken liegt zwischen Cost'alta und Monte Chiara. Seine grösste Ausdehnung von Nordosten gegen Südwesten beträgt 1.3 *km*, seine grösste Breite gegen das untere Ende 0.5 *km*. In frühern Zeiten hat die Längenausdehnung mehr als 2 *km* betragen. Am Südufer erhebt sich ca. 100 *m* über dem See ein jung bewaldeter, nach allen Seiten steil abfallender Quarzporphyrhügel, der einen guten Überblick über den See und die ihn begrenzende Gegend bietet.

Zuflüsse erhält der See von mehrern Seiten, den bedeutendsten von Nordosten her — den Abfluss des Sees von Piazze — zwei kleinere von der Südostseite, den einen davon aus dem Wiesengrunde am Fusse der Cost'alta und deren Abhange, den andern aus dem alten, jetzt nur mehr in Spuren angedeuteten Seebecken, das vor Zeiten bei Miola lag. Die Gestalt des Sees ist einförmig. Grössere Strecken des Randes sind schon ganz versumpft, so am obern Teile, wo das Schilf weit in den See hinein reicht. Auch das Nordwestufer ist von bald breitern, bald schmälern Schilfstreifen begleitet, und am Ausflusse ist eine grössere Fläche mit Schilf bedeckt. Im Beckenboden ist die etwas auffällige Erscheinung zu beobachten, dass am obern Teile, dort wo sich das Steilufer dem See am meisten nähert, der Boden eine trichterförmige Vertiefung aufweist, in die das Lot von 10 auf 15 *m* hinabsinkt. Der Wasserstand schwankt um Beträge bis zu 1 *m*.

Der Abfluss des Sees, Silla genannt, fliesst zuerst unter geringem Gefälle bis Baselga di Pinè, erhält von dort an einen raschern Lauf und stürzt bei S. Mauro wasserfallartig zur Ebene des Sees von S. Mauro, den

[1]) A. Delebecque erklärt die Fata morgana durch eine Kombination verschiedener superponierter Spiegelbilder. Archives de Genève XXVII. 358. 1892.

[2]) Abhandlungen der k. k. geogr. Gesellschaft in Wien 1. p. 79 ff.

er abgedämmt hat, hinab, so dass er vom Ausflusse auf einer Strecke von 2.7 *km* um 350 *m* fällt.

Lago delle Piazze. Dieser See liegt 1.5 *km* thaleinwärts von dem eben behandelten und um 39 *m* höher; seine grösste Länge beträgt 1 *km*, seine Breite nur 400 *m*. Die Längenaxe verläuft in der Richtung des Thales von SW gegen NO. Die Umgebung des Sees ist einförmiger, der Ausblick beschränkter, als beim See von Serraia, obwohl auch ihm der landschaftliche Reiz nicht ganz fehlt. Der See hat eine sehr geringe horizontale Gliederung, nur am Ostufer sind zwei flache Ausbuchtungen. Das Becken des Sees bietet auch keine nennenswerten Auffälligkeiten, mit Ausnahme einer schmalen Bodenschwelle im südwestlichen Teile, die sich ca. 3 *m* über die grösste Tiefe, im Betrage von 19 *m*, erhebt. Die Uferlinie, wie das Becken, bleiben nicht konstant. Aber die Veränderungen sind nicht eine Folge der zufliessenden Gewässer, sondern der Terrainveränderungen des Westufers. Nach den Aussagen des Fischers erfolgen hier öfters Rutschungen des losen Terrains, die man Slavini nennt. Baumstämme am Seegrunde nahe beim Fischerhause sind ein genügender Beweis für die Richtigkeit dieser Aussage. Zuflüsse von Bedeutung hat der See nicht. Eine kleine Wasserader erhält er vom Abhange der Cost'alta; sie ist aber belanglos, da sie einen grossen Teil des Jahres offenbar gar nicht fliesst. Und doch hat sie ein nicht unbedeutendes Anschwemmungsgebiet geschaffen. Noch geringer sind die Wasserfäden aus dem Gebiete des Monte Chiara oder längs dem Wege, der an der Ostseite des Sees thaleinwärts führt. Der Ausfluss des Sees geht auch nur bei sehr hohem Wasserstande oberirdisch, meistens unterirdisch vor sich. Es kommt auch vor, dass das Wasser eine kurze Strecke oberirdisch abfliesst und dann unter den im Rinnsale liegenden losen Gesteinstrümmern verschwindet. In einer Entfernung von 1 *km* vom untern Seeende, ca. 35 *m* unter dem Seespiegel, treten an mehrern Stellen grössere Quellen an das Tageslicht, die sofort einen Bach bilden. Sie hatten am 9. September 1895 um 8^h früh 8.7° bei ganz reinem Wetter und einer Lufttemperatur von 10°. Die Quellen liegen somit, da der See 35 *m* tief ist, im Niveau des tiefsten Seebodens.«

Pragser Wildsee. Derselbe gehört zu den Abdämmungsseen (wie der vorherige) und liegt im hintern Teile des Neupragserthales, eines linken Seitenthales des obern Pusterthales, 1496 *m* über dem Meere. Die Gestalt des Sees ist länglich, im S etwas abgerundet; im N hat er eine zackenartige Fortsetzung zwischen dem Hügel und dem Abhange des östlichen Berges. Die östliche Seeseite ist ihrer ganzen Länge nach ungangbar, da hier die Felsen mit steilen, an einzelnen Stellen senkrechten Wänden zum Seespiegel abfallen. Nur ganz im S wird die östliche Wand von einer starkgeneigten Schutthalde abgelöst. Am Südufer liegt eine mächtige Schutthalde, die vom Fusse der Abstürze des Seekofels bis zum See reicht und mit dünnem, aus Lärchen, Fichten und Zwergkiefern bestehendem Walde bedeckt ist. Im Südwestwinkel des Beckens liegt ein flacher, ebenfalls bewaldeter, meist aus kleinem Materiale zusammengesetzter Schuttkegel, den der Bach aus dem Grünwaldthale herbeigeführt hat. Das Westufer begleitet der Weg; der anstehende Fels (Dolomit) tritt an mehrern Stellen über und unter dem Wege zu Tage. Nur das Nordwestufer ist in einer geringen Erstreckung flach. Dieser Gestaltung der Seegestade entspricht im grossen und ganzen auch die Form des Seebeckens. Seine Wandungen sind steil im O, W und S, sanft geneigt im N am Ausflusse, wo der Seeboden allmählich zu dem tiefsten, fast ebenen Grunde hinabsinkt.

Der Ausfluss des Sees erfolgt gegen den See von Serraia. Die Farbe des Sees ist nicht überall gleich; am Ufer und bis zur Tiefe von 5 *m* ist sie licht-, dann dunkelgrün. Der See von Serraia ist dagegen in seiner Färbung sehr eintönig, da er fast durchaus schmutziggrün, meist schwärzlich gefärbt ist, besonders, wenn er auch nur wenig vom Winde bewegt wird. Auch ist ein grosser Teil seines Bodens am untern Ende mit Schilf

oder Seegras bedeckt. Die Durchsichtigkeit des Wassers ist beim Lago delle Piazze grösser, als beim Lago della Serraia; bei jenem konnten die Marken an der Messschnur noch bis zu 4 *m* deutlich gesehen werden, bei diesem kaum mehr bis zu $2^1/_2$ *m*. Beim Winde trübt sich der See von Serraia wegen seiner geringen Tiefe sehr rasch; seine Farbe wird dann braun. Gegen Ende des Monats November oder am Beginne des Dezembers bildet sich auf beiden Seen eine Eisdecke, die bis zum März, manchmal auch bis zum April hält und so stark wird, dass man mit Holzfuhren darüber fahren kann. Gehört der See von Serraia zu den Felsbecken, so muss der Lago della Piazze zu den Abdämmungsseen zwischen zwei Schuttkegeln gezählt werden.

Antholzer See. Gehört der Pragser See zum Gebiete der Kalkalpen, so liegt der Antholzer See in der Zentralzone, 22 *km* nördlich von jenem auf der obersten Stufe des gleichnamigen Thales in 642 *m* Seehöhe. Dieses mündet gegenüber Olang ins Pusterthal und zieht sich zuerst nördlich bis zum Bade Salomonsbrunnen, dann nordöstlich; im obersten Abschnitte ist seine Richtung östlich bis zum Stallersattel.

Das Becken des Sees hat seine flachsten Stellen beim Ausflusse und in dem südwestlichen Teile, wo der schilfbestandene Boden weit hineinreicht. Sehr steil sind die Wände des Seebeckens in dem obern Teile; ausgedehnt ist auch die Bodenfläche innerhalb der Tiefenlinie von 30 *m*, ungefähr 40% der ganzen Oberfläche umfassend.

Die Farbe des Sees ist im allgemeinen grün, aber dieses Grün hat nicht so auffallende Abstufungen wie jenes des Pragser Sees. Der See erhält mehrere Zuflüsse, so von den Abhängen der Roten Wand, wo ein kleiner Bach seine Anschwemmungsmassen in den seichten See hinausschiebt; den bedeutendsten erhält er aus dem Osten; auch hier dürfte wie beim Pragser See ein grosser Teil des Wassers im Schuttkegel verschwinden und dem See unterirdisch zufliessen, da das dem See oberirdisch zuströmende Wasser in keinem Verhältnisse zum Einzugsgebiete und zum Ausflusse steht. Allerdings nimmt der See auch am untern Ende vom Nord- und Nordwestabhange noch einen sichtbaren Zufluss auf, der ihn über einen Schuttkegel erreicht.

Der See erscheint schon in mehrern Werken als Abdämmungssee. Zwei Schuttkegel haben ihn gestaut; der kleinere liegt rechts vom Ausflusse und hat seine Schuttmassen von dem Gipfel erhalten, die den Kulminationspunkt der Riesenferner, den Hochgall (3440 *m*) im Süden umstehen; der grössere liegt links. Dieser ist von dem Abhange der »Roten Wand« (2880 *m*) ausgegangen und hat den Bach vollständig auf die entgegengesetzte Thalwand gedrängt, längs deren dieser bis zum Mitterthale hinabbraust. Auf diesen gewaltigen Schuttmassen sind kleinere Schuttkegel aufgesetzt.

Das Eis bildet sich auf dem See im Laufe des November und taut erst um die Mitte des Monates Mai auf. Es trägt stark beladene Fuhrwerke.«

Der Dratzigsee in Pommern ist von Dr. W. Halbfass untersucht worden.[1]) Er erstreckt sich in nordsüdlicher Richtung von 53° 39′ bis 53° 33′ und in westöstlicher von 33° 46′ bis 33° 55′. Hierbei ist der östlich von Dratzig gelegene Sarebensee mit eingerechnet, der von ihm nur durch ein kurzes Fliess und eine schmale Landzunge getrennt ist. Will man aber den Sarebensee als einen selbständigen See auffassen, dann reicht der Dratzig östlich nur bis 33° 54′. Seine Meereshöhe beträgt nach der Generalstabskarte des

1) Globus 1900. No. 1.

Deutschen Reiches (in 1 : 100000) 128 *m*, seine sonstigen morphometrischen Verhältnisse fasst Halbfass in folgende kleine Tabelle zusammen:

Areal qkm	Umfang[1] km	Umfangsentwickelung[2]	Grösste Länge km	Grösste Breite km	Volumen cbkm	Grösste Tiefe m	Mittlere Tiefe m	Verhalten beider	Mittlere Böschung
Mit Inseln 18.79	76	4.92	11.5	6.5	0.357	83	20	24 %	6°

»Mit 83 *m* Maximaltiefe steht der Dratzigsee an der Spitze sämtlicher norddeutschen Landseen, soweit ihre Tiefen bekannt sind, er hat den bis dahin als tiefsten See dieser Gruppe angesehenen Schaalsee an der Grenze von Lauenburg und Mecklenburg um 13 *m* und das Pulvermaar in der Eifel um 7 *m* geschlagen, um ebensoviel den Chiemsee, um 5 *m* den Ammersee, um 12 *m* den Tegernsee, um 17 *m* den Kochelsee und um 22.5 *m* den Gr. Plönersee in Ostholstein, der bislang als zweittiefster See Norddeutschlands galt. Neben dieser absoluten grossen Tiefe zeichnet sich aber der Dratzig wenigstens in seiner Mitte und noch mehr in seinem nach Tempelburg zu gelegenen südlichen Drittel durch eine ausserordentlich grosse Unebenheit des Bodens aus, welche natürlich in der hierbei gegebenen Übersichtskarte nicht im entferntesten zum Ausdruck kommen kann. Auf Grund von 1280 Lotungen, es kommen also durchschnittlich auf je 3 Hektar zwei Lotungen, wurde eine Karte des Sees von 1 : 6250 entworfen, welche die Grundlage für die weitern morphometrischen Berechnungen bildete. Die relativ geringe mittlere Tiefe des Dratzig rührt von der grossen Seichtheit der Buchten her, so ist die grosse Bucht südlich und östlich des Königswerder meist nur 6—7 *m*, die Bucht zwischen Eichwerder und Blumenwerder im Durchschnitte wenig über 10 *m* tief und selbst in das eigentliche Mittelstück, das sonst grössere Tiefen aufweist, schiebt sich von dem Abbaue Augenreide aus östlich ein grosses flaches Gebiet, der sogenannte Hechtberg, tief in den See hinein. Bei Tempelburg wird durch das Delta des Mühlenbaches ein besonderes Becken im äussersten Süden des Sees abgeschnürt.

Die Ufer des Sees sind, namentlich am Südende und auf beiden Seiten des nördlich vom Kalkwerder gelegenen Teiles, sowie zwischen dem Kalkwerder und dem Ostufer flach, erreichen dagegen

[1]) Bludau giebt ihm in seiner bekannten Monographie über die Hydro- und Orographie der preussischen und pommerschen Seenplatte (Erg.-Heft 110 von Petermann's Mitteilungen) ein Areal von 18.90 *qkm*.

[2]) Die Umfangsentwickelung eines Sees ist diejenige Zahl, welche angiebt, wie viel mal grösser sein Umfang ist, als derjenige eines Kreises gleichen Areals; sie steigt natürlich, je weniger Ähnlichkeit der See mit einer Kreisgestalt, und je mehr Buchten Halbinseln, Inseln derselbe besitzt.

beim Königswerder, in der Calenberger Bucht, am Homelbusch und in den beiden südwestlichen Buchten eine Höhe bis zu 30 *m* und darüber. Zweifellos gehört der Dratzig zu dem Typus der Grundmoränenseen im Sinne Wahnschaffe's, doch darf man nicht ausser Acht lassen, dass die grössere nördliche Hälfte des Sees sich bereits im Gebiete des oberdiluvialen Heidesandes befindet, welche westlich von Neustettin sich zwischen den beiden Zweigen der Moränenlandschaft einschiebt, ihr Bodenrelief trägt auch einen ganz andern Charakter, als das Mittelstück und die Südhälfte und verleiht ihr den Eindruck eines Beckensees«. Die gewaltig tiefen Kessel im Südstücke möchte Halbfass im Sinne von E. Geinitz auf Evorsion zurückführen.

»Durchflossen wird der Dratzig von der Drage, welche im Gebiete der sogenannten fünf Seen in ca. 215 *m* Meereshöhe entspringt, zuerst die kleinen fünf Seen durchfliesst, sodann den Prossin- und den Sarebensee, nach dem Dratzig den Reppowsee, Crössinsee, Lübbesee, Gr. Dammsee und, schon in der Neumark, den Neuwedellsee, und unweit Kreuz in die Netze mündet.

Zahlreiche Temperaturmessungen wurden sowohl in den Sommermonaten Juni und Juli, wie im Winter unternommen; jene liessen deutlich den Einfluss der Beckengestalt auf die Wärmeverhältnisse erkennen, insofern unmittelbar hintereinander gemachte Messungen im Sarebensee, in flachern und tiefern Teilen des Dratzig ganz abweichende Resultate ergeben.

Der Dratzig friert meist gegen Neujahr zu. Einmal gefroren, bleibt die Eisdecke, wenn die Witterung nur einigermassen kühl ist, lange zu, oft noch bis in den April hinein, doch bleibt die Begehung den ganzen Winter hindurch gefährlich, da sich, namentlich in der Mitte, zahllose dünne Stellen befinden, welche dem Unerfahrenen Verderben bringen.

Der Boden des Sees besteht, namentlich im Südteile und Mittelstücke, aus mit Kalk reichlich versetztem Lehme mit sehr geringem Pflanzendetritus, im nördlichen Teile und dessen Buchten nimmt er einen sandigen Charakter an, reicher an Moder sind die Buchten, namentlich die Ostbucht südlich vom Königswerder und die letzten Enden der beiden nördlichen Buchten. Während das Mittelstück und der Südteil sehr pflanzenarm sind, finden sich ausgedehnte Rohr- und auch Schilfbestände in allen übrigen Teilen des Sees, am üppigsten in der Westbucht zwischen dem Blumen- und dem Eichwerder besonders in der schmalen Bucht, die sich vom Eichwerder grabenartig nordwärts zieht.«

Der Eichener See im südlichen Schwarzwalde ist von Knierer geschildert worden.[1]) Dieser See erscheint oft erst nach mehrern Jahren wieder, oft aber auch mehrmals in einem Jahre.

[1]) Monatsblätter des badischen Schwarzwaldvereines 2. Heft 11.

Bei höchstem Wasserstande, zuletzt 1881 und 1883, wird er 3.5 *m* tief und erreicht eine Grösse von 2.62 Hektar. Im Jahre 1772 ertranken im See fünf Personen, 1876 ein Mann. Ein Zusammenhang mit der bekannten Erdmannshöhle bei Hasel existiert nur insofern, als beide Erscheinungen ihre gleiche Ursache in der eigenartigen Formation des hier dem Rotliegenden aufgelagerten Muschelkalkes haben. Das Niederschlagwasser, das immer Kohlensäure absorbiert enthält, versinkt in den Spalten des Gesteines, dieselben dabei vergrössernd, und sucht sich unterirdisch seinen Weg. Bei übergrossem Wasserandrange vermag das unterirdische Bachbett allein die bedeutenden Wassermassen nicht mehr zu fassen, die dann nicht rasch genug abfliessen können, sondern nach dem Gesetze der kommunizierenden Röhren durch die Risse und Fugen des Gesteines zu Tage treten und dann den Eichener See bilden. Diese Bewegung des Wassers geschieht hier sehr langsam, der See tritt nie unmittelbar nach den Wassergüssen zu Tage, sondern erst nach geraumer Zeit. Das Maximum der Höhe erreicht der See erst nach zwei bis fünf Wochen und bleibt dann gewöhnlich einige Zeit in gleichem Stande. Später fliesst das Wasser nicht bloss durch jenen unterirdischen Bach ab, sondern auch durch zwei oberirdische Wasseradern. Im Jahre 1898 war der See nur ganz kurze Zeit im Frühjahre vorhanden, so dass die Wiesen, welche seine Stelle einnehmen und ein sehr gutes Gras liefern, abgenutzt werden konnten. Es wäre sehr zu wünschen, wenn über dieses merkwürdige Naturspiel, einen Zirknitzer See im Kleinen, das in Deutschland so ziemlich einzig dasteht, während es ja in Ländern mit vielem Karstboden, wie in den südöstlichen Alpen und Italien, häufiger vorkommt, während eines längern Zeitraumes genaue Beobachtungen angestellt würden, namentlich auch in Zusammenhang mit der meteorologischen Station in dem benachbarten, etwa 300 *m* höhern Schweigmatt.[1])

Die Seen am Reschen-Scheideck. Eine limnologische Studie über diese Seen hat Prof. Dr. Joh. Müller in Wien veröffentlicht.[2]) Trotz ihrer grossen Höhenlage von 148—150 *m* sind die Ufer der drei Seen dauernd bewohnt, weil die wichtige Verbindungsstrasse zwischen Oberinnthal und oberem Vintschgau an ihnen vorüber führt. Infolgedessen liegen vieljährige Beobachtungen über Wasserstands- und Eisverhältnisse dieser vorzugsweise von Gletscherbächen gespeisten Seen vor. Über die Tiefe derselben war indessen nichts bekannt, und erst die Lotungen von Dr. J. Müller haben hierüber Aufklärung gebracht. Der Reschensee stellt in seinem südlichen Abschnitte den westlichen Teil eines alten grössern Beckens dar, das bis Graun gereicht haben dürfte. Der Mitter- oder Grauner-

[1]) Globus 77. p. 20.
[2]) Geogr. Abhandlungen, herausgegeben von Prof. Penck. 7. Heft 1. Wien 1900.

See ist ziemlich symmetrisch gebaut, er wird mit der Zeit durch die Geschiebe des Carlinbaches zugeschüttet werden. Der Haidersee hat eine flache Wanne, und seine grösste Tiefe beträgt 16.5 *m*. Folgendes sind einige der von Müller angegebenen morphologischen Verhältnisse der Seen:

	Areal *qkm*	mittlere Tiefe *m*	Volumen Millionen *cbm*
Reschensee	0.91	8	7.46
Mittersee	0.61	7	4.52
Haidersee	0.89	7	6.51

Bezüglich der Entstehung der Seen kommt Dr. Müller zu dem Ergebnisse, dass dieselben aufs innigste mit der Geschichte der Thalöffnung verknüpft ist. Sie sind ein Produkt von Gletschererosion und Abdämmung. Die Änderungen des Wasserstandes sind in erster Linie eine Wirkung der Schneeschmelze, in zweiter, erst eine solche der Niederschläge.

Die Erforschung des Plattensees ist im Auftrage der Ungarischen geographischen Gesellschaft durch eine besondere Kommission unternommen worden. Die Ergebnisse dieser grossen und eingehenden Untersuchung erscheinen in einem umfassenden Werke ungarisch und deutsch (»Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees«), welches zur Zeit beinahe vollendet ist. Dieses Werk umfasst nicht nur die physische Geographie des Sees, sondern auch dessen biologische und socialgeographische, sowie anthropo-geographische Verhältnisse. Der erste Band beschäftigt sich mit der physischen Geographie des Balatonsees. Dieser letztere ist in Bezug auf Grösse eines der bedeutendsten Wasserbecken Mitteleuropas, indessen ist seine Tiefe ausserordentlich gering, sie schwankt zwischen 3 und 5 *m* und erreicht nur ausnahmsweise 11 *m*. Merkwürdig sind die »Seiches« der Oberfläche, von denen fünf durch v. Cholnoky, der die Limnologie des Balatonsees bearbeitete, nachgewiesen worden. Die längste Periode derselben ist 10—12 Stunden, die kürzeste 43 Minuten. Das Wasser des Sees ist »ein Alkali- und Erdalkalimetallwasser und weicht in dieser Beziehung von dem Wasser der grössern Seen des Kontinentes wesentlich ab.« In Bezug auf seinen Kieselsäuregehalt kommt ihm nur der Zürichersee näher.

Der Švicasee in Kroatien wird von Prof. v. Hranilovič in Agram beschrieben.[1]) Derselbe liegt bei Otočac und an der Binnenseite des Velebit. Die Umgebung von Otočac ist ein 450 *m* hohes, vollständig ebenes, aber geschlossenes Thal, das sich nach seiner Längsaxe von SO sehr schwach gegen NW neigt und zwischen 1100 *m* hohen Ausläufern des Velebit eingelagert ist. In dieser Richtung durch-

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau 23. p. 108.

fliesst es der in zahlreiche Arme gespaltene Gackafluss. Die das Hochthal umfassenden Bergzüge bieten in Form und Entstehung ganz eigentümliche Erscheinungen. Die grundlegende gebirgsbauende Kraft ist hier die Faltung der Trias und Kreidekalke. Dazu treten aber noch mannigfaltige andere orogenetische Momente, so dass die heutigen Formen des Bodens als Endresultat sehr verschiedener Kräfte erscheinen.

Das Otočaner Hochthal senkt sich stetig mit geringem Falle gegen NW und verzweigt sich zwischen den Ausläufern des Velebit in das Thal von Košare, Kompolje und Brlog. Der kürzeste Arm der Gacka fliesst von Otočac direkt gegen West gegen den 1500 *m* hohen Rücken des Velebit und dringt in ein enges Sackthal. Knapp vor Švica erweitert sich bei Poljice das Thal ein wenig, und hier befindet sich noch ein rudimentärer See, der Überrest jenes grossen Sees, der früher das ganze Otočaner Thal einnahm und noch in historischer Zeit den Ort selbst umgab.

Aus dem kleinern, obern See bei Poljice fliesst die Gacka etwa 1 *km* in einem engen Thale nach Švica und fällt hier über eine Stufe ihres steinigen Bettes zwischen Wehren und Klippen tosend zu dem See etwa 30 *m* hinab. Das Seebecken ist ein Oval, dessen Längsaxe von Ost nach West gerichtet ist und etwa 5 *km* misst.

Das Becken selbst ist durch die Sedimente der Gacka mit gelbem Lehme belegt und in den gegen Westen einfallenden Kalkschichten eingelagert. Die Ufer werden von steil abfallenden, gegen 200 *m* hohen Hügeln gebildet, zwischen denen verschiedene Karsttrichter das Wasser aufnehmen. Dieselben sind jetzt gereinigt und im Stande gehalten, so dass Überschwemmungen nicht mehr möglich sind. Noch vor wenigen Jahren stieg der See infolge der raschen Schneeschmelze etwa 34 *m* über den gewöhnlichen Stand und setzte die Häuser bis zum Dache unter Wasser.

Nun beginnt die Steigung des Wassers gewöhnlich im November und dauert bis in das Frühjahr. Im Juni fällt das Wasser langsam bis zum August, wo dann das Becken einige Zeit leer steht, und nur ein Wasserstrang am Seegrunde übrig bleibt, der rauschend in einen Trichter fällt.

Wohin das Wasser strömt, ist noch nicht sicher bekannt; ein Teil davon tritt nach einem unterirdischen Laufe von 19 *km* bei Sv. Juraj unweit Senj im Meere aus. Dabei hat der Fluss den ganzen Velebit durchquert.

Ausser den Wasserfällen, an denen sich eine industrielle Kolonie aus Mühlen, Stampfen etc. bestehend, gebildet hat, bietet der See wenig landschaftliche Schönheit; auch verändert sich in ihm das schöne, grüne Wasser der Gacka, und der See erscheint in seiner ziemlich kahlen Umgebung ohne besondere Farben. Der durch den Fall der Gacka aufgewühlte Lehm verleiht ihm eine graue Färbung.

Interessant sind aber seine Temperaturverhältnisse. Die Gacka ist ein echter Karstfluss, der an seiner Quelle sofort Mühlen treibt.

Sein Wasser behält daher das ganze Jahr hindurch eine niedrige Temperatur, die selten 15° übersteigt. Der See dagegen zeigt auch 21 — 22°. Im Juli scheint die Temperatur das Maximum zu erreichen, dabei sinkt aber die Temperatur des Sees um ein Geringes. Dieses wurde folgendermassen nachgewiesen.

Mitte Juli 1900 zeigte die Gacka 12°, und ihre Temperatur stieg gegen Ende des Monates bis auf 14.5°. Die Steigerung erfolgte merkwürdigerweise in Intervallen von drei Tagen, so dass durch drei Tage dieselbe Temperatur anhielt, und dann erst eine Erhöhung eintrat. Der See zeigte zu derselben Zeit 18°, erwärmte sich bei der niedrigsten Temperatur der Gacka auf 20°, und dann nahm seine Temperatur bis 17° ab, während das Wasser der Gacka konstant wärmer wurde. Da die Gacka die alleinige Wasserzufuhr bildet, so ist diese merkwürdige Umkehr der Temperatur allein auf ihren Einfluss zurückzuführen.

Eine Erklärung dieser Erscheinung dürfte sich vermutlich aus dem Mischungsprozesse des Wassers ableiten lassen.

Da die Gacka als Fall in den See tritt, so breitet sich ihr Wasser, solange eine bedeutende Temperaturdifferenz besteht, nicht an der Oberfläche des Seespiegels aus, sondern senkt sich sofort zur Tiefe, um durch die Trichter abzufliessen. Eine Mischung findet wohl nur im geringen Grade statt, und das im Seebecken gestaute Wasser hat Zeit, sich an der Oberfläche zu erwärmen.

Nun beginnt die Temperatur des Gackawassers zu steigen; dies geschieht gerade zu der Zeit der geringen Niederschläge, und ausserdem nimmt die Wassermenge des Sees langsam ab. Durch die steigende Temperatur des Gackawassers wird dasselbe leichter, es sinkt nicht als kalter Strom ungemischt zur Tiefe, sondern reicht weiter an die Oberfläche, und die Mischung wird inniger. Da jedoch auch das erwärmte Gackawasser um einige Grade hinter der Temperatur des Seewassers bleibt, so entzieht sie ihm etwas Wärme, und seine Temperatur sinkt. Zuletzt beträgt die Temperaturdifferenz gegen Ende Juli nur 2.5°.

In dieser Weise verursacht die grössere Wärmezufuhr des Zuflusses ein Fallen der Temperatur im Seebecken.

Bathometrische Untersuchungen einiger schottischen Seen im Trossach- und Callanda-Distrikt hat Sir John Murray ausgeführt.[1]) Es sind dies die 8 Lochs: Katrine, Arklet, Achray, Vennachar, Drunkie, Voil, Donie und Lubnaig, sämtlich zum Flussgebiete des Teith gehörig und deswegen besonders wichtig, weil sie das Wasser für die Grossstadt Glasgow liefern. Das Ergebnis der Lotungen hat Halbfass in folgender Tabelle zusammengefasst, in welcher er die englischen Masse in deutsche, bezw. internationale verwandelt und dabei abgerundet hat.

[1]) Geogr. Journ. 1900. 15. No. 4. p. 309.

Name des Sees	Zahl der Lotungen	Erhebung ü. d. Meer m	Länge km	Grösste Tiefe m	Mittlere Tiefe m	Verhältnis beider %	Volumen in Mill. cbm	Flächeninhalt qkm	Fläche des Einzugsgebietes qkm	Verhältnis beider
Loch Katrine . .	775	111	12.7	15.1	62.4	40.4	772.7	12.38	96 92	7.83
» Arklet . .	135	140	1.6	20.4	7.4	36.1	6.3	0.85	13.80	16.15
» Achray . .	171	85	2.0	29.6	11.0	37.1	9.1	0.83	18.29	22.06
» Vennachar .	423	83	6.4	33.8	12.9	38 2	53.9	4 17	74.20	17.80
» Drunkie . .	155	127	1 6	29.6	10.5	37.1	6.1	0.57	5.70	10.00
» Voil . . .	279	126	5.6	29.8	12.4	41.8	28.3	2.28	} 99.63	35.29
» Doine . . .	90	126	1.6	20.2	10.0	51.0	5.5	0.54		
» Lubnaig . .	394	123	6.4	44.5	13.0	29.3	32.4	2 49	90.59	36.43

Untersuchungen im Nyassa-See und in den Seen im nördlichen Nyassa-Lande hat Dr. F. Fülleborn angestellt.[1]) Der Verf. hat sich (1899) hauptsächlich mit geologischen Arbeiten beschäftigt, die physikalisch-geographischen Beobachtungen sind daher nur in zweiter Linie ausgeführt worden, und zwar vom Nyassa-See hauptsächlich das bei Langenburg gelegene Nordende des Sees. Dort wird der See von den schroffen Abstürzen des Livingstone-Gebirges begrenzt, während er weiter westlich an das flache Alluvialland der Konde-Niederung grenzt. Dem entsprechend sind die Ufer bei Langenburg felsig und abschüssig, während weiter westlich die grossen und schnell fliessenden, viele Sedimente führenden Flüsse des Konde-Landes den See auszufüllen bestrebt sind, und sich dort das sandige Ufer des Sees nur ganz allmählich senkt. Dieses Alluvialland vergrössert sich streckenweise ungemein schnell. Was die Tiefe des Sees anbelangt, so ist derselbe nach der Untersuchung von Moore bis gegen 900 *m* tief. Da dem Verf. nicht so grossartige Mittel wie Moore zur Verfügung standen, sondern er sich meist mit selbst hergestellten primitiven Lotapparaten behelfen musste, hat er nur bis 330 *m* loten können, eine Tiefe, welche er nördlich von der Insel Likoma bei 11° 39.5′ südl. Br., und 34° 40′ östl. L. fand. Was den Boden des Sees anbelangt, so besteht derselbe in grössern Tiefen bei Langenburg und Wied-Hafen aus einem dunklen, modrig riechenden Schlick mit Resten organischer Substanzen. Bei der oben erwähnten Lotung von 330 *m* haftete ein grau-grünlicher, zäher Schlick am Talge des Lotes. Die Uferzone besteht bei Langenburg zum Teil aus Sand, zum Teil aus Geröll, der hier aber bald in den oben erwähnten Schlick übergeht. Am Ufer des Konde-Landes reicht die Sandzone mit grossen, von den dortigen Vulkanen stammenden Bimssteinbrocken untermischt, viele hundert Meter in den flachen See hinaus.

[1]) Verhandlungen der Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1900. p. 332.

Die Farbe des Wassers ist dort, wo nicht einmündende Flüsse dasselbe verunreinigen, ein prachtvolles tiefes Blau; im Herbste, wo sich das Wasser streckenweise mit einer dicken Schicht einer gelblichen Alge (der neuen Gattung Bothrimonas) bedeckt, erscheint er grünlicher.

Die Durchsichtigkeit des Wassers ist auf dem offenen See eine sehr bedeutende. So konnte Verf. am 31. Januar 1899 nördlich von Likoma eine 40 *cm* grosse, weisse Schüssel noch bis zur Tiefe von 16 *m* erkennen; am Nordende bei Langenburg, wo das Wasser durch die zahlreichen einmündenden trüben Flüsse relativ unklarer ist, war ihm dies nur bis auf 8.4—11,6 *m* möglich.

Was die Temperatur des Nyassa anbelangt, so konnte Verf. nur im Monat Dezember 1899 Untersuchungen darüber anstellen, da er vorher nicht die notwendigen Instrumente dazu besass und kurz darauf Langenburg verliess.

Der Rukwa-See, von den Eingebornen Rukuga genannt, ist nach dem Nyassa das grösste und interessanteste der vom Verf. untersuchten Seebecken. Er kennt aus persönlicher Erfahrung nur sein südöstliches Ende, von der Mündung des Chambue-Flusses bis drei Stunden nördlich von Kipindi. Bei Kipindi treten Berge unmittelbar an den See heran, so dass stellenweise kaum Platz für einen schmalen Negerpfad bleibt. Von Kipindi bis zur Chambue-Mündung ist er von einer flachen Salzsteppe umgeben; das Überschwemmungsgebiet des Sees zur Regenzeit dürfte auch an diesen flachen Ufern nur ein oder einige Kilometer betragen. Der Strand des südöstlichen Seeabschnittes ist sandig, nur stellenweise sumpfig; dort wo der See an die Berge anstösst, zum Teil mit Geröll bedeckt. Im übrigen ist der Seeboden mit einem grauweissen, thonigen, so zu sagen gallertigen Schlamme bedeckt, welcher in dem seichten, häufig windbewegten Wasser nicht Zeit zum Sedimentieren findet und demselben daher eine graue Färbung verleiht. Diese Färbung ist so intensiv, dass selbst eine 1 *cm* dicke Wasserschicht völlig milchig undurchsichtig erscheint. Das Wasser ist mit Ausnahme derjenigen Stellen, wo grössere Flüsse in den See einmünden, intensiv brakig, und die Eingeborenen bezogen ihr Trinkwasser aus Löchern, die sie in den ausgetrockneten Flussläufen gegraben hatten.

Was die Tiefe des Sees anbelangt, so lotete Verf. etwa 2 *km* vom Lande entfernt im Maximum nur $3\,^1/_4$ *m*, und zwar bei Kipindi, also auf der an die Berge stossenden Seite des Sees; er vermutet, dass der See überhaupt nirgends bedeutend tiefer ist. Der See ist äusserst fischreich und enthält eine unglaubliche Menge niederer Krebse; ausserdem beleben ihn Wasservögel, Nilpferde und Krokodile in grosser Menge.

In dem vulkanischen Konde-Lande befinden sich eine grössere Anzahl von Maren, die Verf. zum Teil näher untersuchte. Der von seinen Entdeckern Glaubing und dem leider zu früh verstorbenen Götze, Wentzel-See genannte See im Krater des Ngozi-Vulkanes ist

etwa 1—2 *km* gross, von rundlicher Gestalt und wird rings von schroffen, mehrere hundert Meter hohen Felswänden eingeschlossen. Auch unter dem Wasserniveau fallen die Ufer des Sees sehr steil ab; die Tiefe des Sees beträgt an verschiedenen geloteten Stellen etwa 70 *m*. Der Seespiegel, der jetzt etwa 2000 *m* über dem Meere liegt, muss früher erheblich höher gestanden haben, wie aus im See gelegenen, etwa 13 *m* hohen Klippen hervorgeht, deren Gestein horizontal geschichtet ist, sich daher auf dem frühern Seeboden abgelagert haben muss. Das Wasser des Sees ist grünlich, ziemlich trübe und von deutlich brakigem Geschmacke. Einen sichtbaren Abfluss oder bemerkenswerten Zufluss hat der See nicht. Der Seeboden besteht aus einem grünlichen Schlamme. Fische hat Verf. im See nicht nachweisen können, doch leben daselbst zahlreiche seltene Wasserhühner.

Der sagenumwobene, vom herrlichsten Urwalde umgebene See ist landschaftlich der schönste Punkt der ganzen Gegend, der auch hinter keinem unserer berühmten Alpenseen an landschaftlichen Reizen zurücksteht.

Der Chungruru - See, nahe Manow im Konde - Lande ist ein runder, von etwa 50 *m* hohen Wänden umgebener Kratersee von ungefähr 500 *m* Durchmesser. Die Uferzone besteht aus kleinen Steinchen und vulkanischer Asche. Die grösste im See gelotete Tiefe beträgt 45 *m*. Ausser einer aus der steilen Kraterwand sprudelnden Quelle hat der See keinen Zufluss; ein oberirdischer Abfluss fehlt. Der See beherbergt zahlreiche Fische, die fälschlicherweise bei den Eingeborenen in dem Rufe stehen, giftig zu sein.

Der Itende - See, ebenfalls bei Manow, ist ein länglicher, auf dem Gipfel eines Berges gelegener See, der sich von Norden nach Süden etwa 500 *m*, von Osten nach Westen etwa 1 *km* weit erstreckt; er ist von 20—80 *m* hohen Bergwänden eingeschlossen, bis auf seine WNW-Seite, wo ihn nur ein 3—5 *m* hoher Wall umgrenzt. Einen Zufluss oder Abfluss konnte Verf. nicht entdecken. Der See ist mit Wasserpflanzen bedeckt und hat eine geringe Tiefe (7—8 *m* in der Mitte).

Die Entstehungsweise des Nyassa - Sees. Schon Josef Thomson hat (1882) die Vermutung ausgesprochen, dass dieser See einem, in geologisch junger Zeit erfolgten grubenartigen Einbruche der Erdrinde sein Dasein verdanke. Dieser Ansicht stimmt W. Bornhardt vollständig bei.[1]) »Für diese Art der Entstehung,« sagt er, »sprechen zunächst die orographischen Verhältnisse, indem der See mit einer Spiegelhöhe von 500 *m* in langgestreckter Form in ein Hochland eingesenkt ist, das sich beiderseits zu Meereshöhen von 1000—2000 *m* und darüber erhebt. Dafür sprechen ferner die Tiefenverhältnisse des Sees. Nach den Ergebnissen der in neuester Zeit von

[1]) Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1899. **24**. No. 10. p. **441**

englischer Seite ausgeführten Tiefenmessungen weist der See in seiner nördlichen Hälfte in weiter Ausdehnung eine Tiefe von über 300 Faden oder 550 *m* auf und besitzt eine grösste durch Lotung ermittelte Tiefe von nahezu 800 *m*. Wir können uns diese Tiefen, die zum Teil noch um Hunderte von Metern unter den Spiegel des Indischen Ozeans hinabreichen, nach aller unserer Kenntnis von dem Wirken der Naturkräfte nicht anders entstanden denken, als durch einen Einbruch der Erdrinde. Auf meinen Reisen habe ich die Spuren eines solchen Einbruches auch vielfach direkt beobachten können. Die Randverwerfungen, längs deren das Einsinken des »Nyassa-Grabens« erfolgt ist, prägen sich an vielen Stellen in der Schichtenlagerung deutlich aus. Auch das häufige und zum Teil recht mächtige Vorkommen von Reibungsbreccien an den Grabenrändern ist hier von Bedeutung, indem es darauf hinweist, dass an den Randabfällen zum See bedeutende Gebirgsbewegungen stattgefunden haben. Bemerkenswert ist schliesslich ein auffälliger Gegensatz, der sich in der Art der Erosionswirkung in der Umgebung des Nyassa zu erkennen giebt. Während das Hochland in gewisser Entfernung vom See flachwellige Formen, sanft eingesenkte, gefällschwache Thäler mit rundlichen Bergkuppen dazwischen, aufweist, Formen, wie sie den Ruhezustand am Ende einer lange währenden, durch fremde Einflüsse nicht gestörten Erosionsperiode zu bezeichnen pflegen, stellen sich mit der Annäherung an den Abbruch zum See, innerhalb eines Gebietsstreifens, dessen Breite selten über 10—15 *km* hinausgeht, schluchtartig eingeschnittene Thäler mit stark geneigten Bachsohlen und gratartig zugeschärfte Bergrücken mit wild zerschlitzten Hängen ein. Diese Formen zeigen an, dass die Erosion hier noch in einem jugendlichen Stadium steht. Die Beschränkung der Formen auf einen Streifen von der angegebenen geringen Breite beweist zugleich, dass die Verstärkung der Vorflut, aus welcher die Erosion ihren neuen kräftigen Impuls erhalten hat, erst vor verhältnismässig kurzer Zeit eingetreten sein kann. Auch diese Erscheinung findet eine ungezwungene und vollkommen befriedigende Erklärung nur in der Annahme, dass der Nyassa-Graben in geologisch junger Zeit durch tektonischen Einbruch entstanden ist.

Der Einbruch ist über das Nordende des Sees hinaus noch auf eine weite Strecke nach Nordwesten zu verfolgen. Nur ist hier die Einbruchstiefe geringer gewesen als im Bereiche des Sees, und man sieht hier daher die eingebrochenen Gebirgsmassen noch auf mehr oder weniger grosse Höhe über den Spiegel des Sees aufragen. In 70 *km* Entfernung vom Nordende des Sees erleidet das Einbruchsgebiet eine Gabelung in zwei nach verschiedenen Richtungen sich erstreckende Bruchfelder. Das eine Bruchfeld, das nach Nordwesten zum Rikwa-See hinüberzieht, hat langgestreckte, grabenförmige Gestalt und darf seiner Richtung nach wohl als die eigentliche Fortsetzung des Nyassa-Grabens angesehen werden. Das zweite Bruchfeld, das den Oberlauf des Ruaha in sich enthält, erstreckt sich mehr

in die Breite und erscheint als ein grosser Quereinbruch zu dem Nyassa - Rikwa - Graben. Die westliche Begrenzung dieses zweiten Bruchfeldes wird durch einen schroffen Gebirgsrand gebildet, der, soweit Verf. ihn hat übersehen können, in gerader Linie nach Nordosten zieht. Eine scharfe Grenze des Bruchfeldes nach Osten hin hat Verf. nicht wahrnehmen können. Dagegen erhebt sich im Süden wieder ein deutlicher Bruchrand, der bis zum Mbarali - Flusse östliche Richtung einhält und dann, dem Laufe dieses Flusses folgend, nach Südosten umschwenkt. Im Quellgebiete des Mbarali erreicht er als orographisch ausgeprägter Rand sein Ende. Ob er in versteckter Form, in dem geologischen Aufbaue, noch weiterhin nachweisbar ist, wie Verf. nach den auf der Reise angestellten Beobachtungen fast annehmen möchte, bedarf noch einer weitern Untersuchung.

Mit dem Einbruche des Nyassa-Grabens ist im Norden des Sees, gerade an der eben erwähnten Gabelungsstelle, ein Emporquellen von vulkanischen Massen verbunden gewesen. Die Erhebungen, die sich dabei inmitten des Einbruchsgebietes aufgetürmt haben, stören zwar in orographischer Beziehung einigermassen den Zusammenhang zwischen dem Nyassa-Graben und den im Norden gelegenen Bruchfeldern. In geologischer Beziehung tritt dieser Zusammenhang dafür um so klarer hervor«

Der Urmia-See ist 1898 von R. T. Günther untersucht worden.[1]) Der Name des Sees lautet richtiger Urmi. Von dem 19370 sq miles (50000 *qkm*) grossen Depressionsgebiete auf dem Hochplateau nimmt der Urmi-See ein Areal von 1795 sq miles (4650 *qkm*) ein; er liegt 4100 Fuss (1250 *m*) über dem Meeresspiegel, 1114 Fuss (340 *m*) tiefer als der Wan-See. Über die auffälligen Schwankungen des Wasserspiegels konnte Günther bei dem Mangel an zuverlässigen fortlaufenden meteorologischen Beobachtungen keine genügende Erklärung erlangen. Wenn auch vermehrte Niederschläge bei der letzten starken Erhöhung eine Hauptrolle gespielt haben, so sieht er es als nicht unmöglich an, dass auch eine allmähliche Senkung der Erdkruste dabei beteiligt ist, zumal die Steigung des Wassers sich namentlich durch starke Überflutung des westlichen Ufers bemerklich machte.

Der Grosse Salzsee. Eine Untersuchung des Grossen Salzsees wurde durch H. F. Moore im Auftrage der Fischereikommission der Vereinigten Staaten vorgenommen, um zu ermitteln, ob der See mit nutzbaren Meerestieren besetzt werden könne. Moore stellte fest, dass zwar in den weniger salzigen Teilen des Sees Krebstiere, Insektenlarven und niedere Pflanzen reichlich vorkommen, dass aber in dessen Hauptteile der Salzgehalt für die gewöhnlichen Bewohner des Meeres viel zu gross ist. Das spezifische Gewicht des Wassers

---

[1]) Geogr. Journal 1899, Nov.; Petermann's Mitteilungen 1899. p. 297.

beträgt 1.168, während das des Ozeanwassers nur 1.025 ist. Der Grosse Salzsee ist ein Überrest des vorgeschichtlichen Bonnevillesees, der süss oder beinahe süss war, bis sein Becken den Abfluss verlor, worauf durch Verdunstung der Salzgehalt zunahm. Brakwasserquellen sind zahlreich in der Nachbarschaft, und diese tragen zusammen mit den einmündenden Flüssen noch zur Anhäufung der Salze bei, die nur durch ihr Übermass, nicht durch ihre Beschaffenheit (die vom Meersalze nicht verschieden ist) das Wasser für Seetiere ungeeignet machen. Die allmähliche Entfernung des Salzes für Handelszwecke wird auf unabsehbare Zeit keine Änderung herbeiführen. Jährlich werden 42000 Tonnen Salz aus dem See gewonnen, während der Berechnung nach 16000 Tonnen jedes Jahr in den See eintreten. Dem spezifischen Gewichte von 1.168 zufolge muss der See jetzt etwa 400 Millionen Tonnen Salz enthalten. Aus diesen Zahlen lässt sich schliessen, dass (die gleichmässige Fortdauer der jetzigen Veränderungen vorausgesetzt) das Seewasser erst in 14000 Jahren das spezifische Gewicht des Meerwassers erreicht haben würde. Auch von einer Anpassung der Meertiere an das jetzt hochgradig salzige Wasser ist nichts zu hoffen, namentlich erscheint Austernzucht ausgeschlossen.[1])

Die Farbe des Wassers der Natronseen in der libyschen Wüste ist eine intensiv rote, über deren Ursache die Ansichten auseinandergehen. J. Dewitz hat neuerdings das Wasser dieser Seen untersucht[2]) und kommt zu dem Ergebnisse, dass dessen Färbung nicht wie angenommen wurde, durch Krustaceen verursacht werde, weil dazu die Wassermenge der 14 Seen viel zu bedeutend ist. Dagegen ist es Dewitz gelungen, eine rote organische Substanz aus dem Seewasser zu isolieren, welche nach seiner Meinung von Bakterien herrührt, die überaus zahlreich in jedem Tropfen dieses Wassers vorhanden sind.

Deutschlands Moore und ihre Verwertung behandelte Dr. Immendorff in der Geographischen Gesellschaft in Bremen.[3]) Man unterscheidet Niederungs- und Hochmoore. Der Grund der Verschiedenheit liegt in der Beschaffenheit des Wassers. Die Niederungsmoore (Grünlandsmoore) finden sich in den Thälern träge fliessender Flüsse und sind an das nährstoffreiche Wasser (Kalk, Stickstoff) gebunden. Ihre Hauptpflanzen sind Carexarten. Ganz andere Bildungen treffen wir bei Hochmooren. Es sind dies versumpfte Flächen, deren Wasser — meist atmosphärischen Ursprunges — fast frei ist von Nährstoffen. Hier gedeihen hervorragend anspruchslose Pflanzen, wie Torfmoose, Wollgräser, Sphagnumarten und heidekrautartige Gewächse. Ein solches Hochmoor kann einem grossen Schwamme verglichen werden und ist schwer passierbar. Da der

---

1) Umlauft, Deutsche Rundschau für Geographie 1900. p. 333.
2) Zoolog. Anzeiger 32. p. 53
3) Deutsche geogr. Blätter 1900. 33. p. 71.

Boden desselben arm an Nährstoffen ist, so müssen alle Pflanzen, die dort gedeihen sollen, künstlich damit versehen werden. Zwischen beiden Arten von Mooren stehen die sogenannten »Übergangsmoore«, die sich in botanischer und chemischer Beziehung bald der einen oder der andern Art nähern. Die Niederungsmoore sind von geringer Ausdehnung. Solche von mehrern Quadratkilometern, wie das Friedländer Moor in Mecklenburg und Pommern, sind selten. Die Hochmoore erreichen dagegen eine grosse Ausdehnung, besonders im Nordwesten und Osten des preussischen Staates. Die Grösse der Moorflächen in Deutschland beträgt mindestens 500 Quadratmeilen, wovon 400 allein auf Preussen fallen, 17.2 auf Oldenburg und 12 auf Bayern. Auch Mecklenburg, das Königreich Sachsen und Württemberg sind reich an Mooren. Unter den preussischen Provinzen steht als moorreichste die Provinz Hannover mit 102 Quadratmeilen an erster Stelle (ca. $^1/_4$ des Bodens), am wenigsten Moore besitzt Hessen-Nassau (0.2 Quadratmeilen).

Die einzig lohnenswerte Ausnutzung der Moore ist die landwirtschaftliche Verwertung, nicht die industrielle. Allbekannt ist die Verwendung als Brenntorf in seinen verschiedenen Formen, wie Stichtorf, Backtorf, Maschinentorf. Er bildet eine wichtige Erwerbsquelle des Torfbauers, besonders in Fehnkolonien. Die Grundbedingung ist ein leicht erreichbarer Markt in der Nähe einer grossen Stadt. Doch sollte der Torfhandel immer nur ein Nebengewerbe sein. Bei der grossen Konkurrenz der Braunkohle und Steinkohle ist die industrielle Verwertung des Torfes aussichtslos. Alle Unternehmungen dieser Art sind eingegangen. Das als Rohprodukt gewonnene Torföl liefert einen guten, brennbaren Stoff. Durch Trockendestillation gewinnt man noch eine ganze Anzahl von Produkten, z. B. Paraffin, Essigsäure u. a. — In den Mooren ist ein ungeheurer Reichtum von Brennmaterialien enthalten. Man hat berechnet, dass ein Moor von 5300 Hektar und 3 *m* Tiefe 13 Millionen Tons Torf ergiebt. Neben der Torfgewinnung kommen besonders die faserigen Bildungen in Betracht als Torfmull und Torfstreu. Sie haben als Einstreumaterial grosse hygienische Bedeutung zum Aufsaugen flüssiger Fäkalien. Da der Moostorf eines der besten Wärmeschutzmittel ist, so eignet er sich zu mancherlei Zwecken, so zum Isolieren von Eiskellern, zu Platten für Insektenkästen oder für Zwischenwände. Der grobgerissene Moostorf heisst Torfstreu, der feinere wird als Torfmull bezeichnet. — Verschiedene Wollgräser liefern auch eine Gespinstfaser, deren Verarbeitung zu Zeugen sich aber nicht bewährt hat. Zu hygienischen Zwecken eignet sich der Moostorf dagegen recht gut. Ein lebendes, eingetrocknetes Torfmoor kann das 20 bis 30fache des eigenen Gewichtes an Wasser aufnehmen.

Das noch vielfach übliche Moorbrennen, welches den so lästigen Höhenrauch verursacht, ist ein Raubbau schlimmster Sorte. In Deutschland ist es seit Anfang des 17. Jahrhunderts üblich. Durch das Brennen wird die oberste Humusschicht in Asche verwandelt

und auf diese Weise ein guter Nährboden für Buchweizen gewonnen. Nach 6—7 Jahren kann das Moor aber nicht weiter gebrannt werden. In den Kolonien, welche die neue Art der Hochmoorkultur treiben, nimmt das Moorbrennen immer mehr ab. Ein zweites Verfahren, nach holländischer Art, ist die Fehnkultur oder Sandmischkultur. Nachdem die obern Torfschichten zur Torfgewinnung entfernt sind, wird der Untergrund durch Düngen anbaufähig gemacht; das Entwässern der Fehne geschieht durch Gräben und Kanäle. In Holland besteht in den äusserst blühenden Fehnkolonien ein ausgedehntes Kanalnetz von 4000 *km* Länge. An die landwirtschaftliche Ausnutzung der Moore lehnen sich allerlei Betriebe, Brennereien, Schiffswerfte u. dergl. m. Die grossen Erfolge der holländischen Fehne sind in Ostfriesland (mit Ausnahme von Papenburg) nicht erzielt worden, da man völlig planlos vorging. Auch Friedrich der Grosse, der Tausende von Bewohnern auf Grund der Brandkultur ansiedelte, hat keinen Erfolg gehabt. Nur wenige blühende Kolonien, so Wörpedorf im Teufelsmoor, sind im Hannoverschen vorhanden als Reste früherer Ansiedelungen. Das in Deutschland besonders zur Verwendung kommende Verfahren ist die reine Hochmoorkultur, besonders im Nordwesten. 1876 wurde die Zentralmoorkommission gegründet, welcher die Moorversuchsstation in Bremen unterstellt ist. Diese hat die wissenschaftlichen Grundlagen zur wirtschaftlichen Kultur der Hochmoore geschaffen. Sie hat den Nachweis geführt, dass Chilesalpeter und Phosphate mit Kalk, Mergel und Seeschlick geeignet sind, dem Hochmoorboden die nötigen Düngestoffe zuzuführen. Der Hochmoorbewohner kann jetzt sogar einen Fruchtwechsel vornehmen (Lupine, Seradella, Klee gedeihen vorzüglich) und seinen Viehstand vermehren. Derartige Moorkulturen können nur von grossen Verwaltungsverbänden, vor allem vom Staate unternommen werden. So hat Preussen im Burtanger Moor, in Ostfriesland, im Kehdinger Moor und in Ostpreussen grosse Strecken unter Kultur. Auf keinem Boden ist die Arbeit der Hand höher bewertet als auf dem Hochmoorboden. Die Kultur der Niederungsmoore bietet nicht die grossen Schwierigkeiten wie die Hochmoore. Bei ihnen kommt die Rimpau'sche Moordammkultur zur Anwendung. Das Moor wird entwässert, eingeebnet und mit einer Sanddecke versehen, die ein sehr gutes Wurzelbett abgiebt. Meist begnügen sich die Leute, die Niederungsmoore in Wiesenflächen umzuwandeln. Dann ist keine Sanddecke nötig, man düngt nur mit Phosphorsäure und Kali.

12. Gletscher und Glazialphysik.

Die alten Gletscher der Mur und Mürz bildeten den Gegenstand einer Arbeit von Dr. A. Böhm v. Böhmersheim.[1]) Die Ergebnisse dieser Studien fasst Verf. im folgenden zusammen:

---

[1]) Abhandlungen der k. k. geogr. Gesellschaft in Wien 1900. 2. No. 3. p. 95 ff.

1. Das Murthal ist während der letzten Eiszeit bis in die Nähe von Judenburg von einem Gletscher erfüllt gewesen, der oberhalb der genannten Stadt eine Endmoräne in einer Seehöhe von 750 *m* zurückgelassen hat.

2. Die Oberfläche des alten Murgletschers hat im Lungau eine Seehöhe von 1900 *m* erreicht, bei Frojach eine solche von 1500 *m*. Seine Mächtigkeit hat demnach im Lungau etwa 800 *m*, bei Frojach 750 *m* betragen.

3. Der Murgletscher ist über den Radstädter Tauern (1738 *m*) und den Katschberg (1641 *m*) hinweg mit dem Enns- und Draugletscher in Verbindung gestanden und hat einen mächtigen Zweig ($^7/_{10}$ seines Querschnittes) über die Sättel von Neumarkt und Perchau ins Draugebiet gesendet, der während der letzten Eiszeit bei Hirt in 620 *m* Seehöhe geendet hat. Die Oberfläche des Eises hat über dem Neumarkter Sattel eine Seehöhe von etwas über 1400 *m* erreicht.

4. Das Judenburg-Knittelfelder Becken ist von Glazialschottern erfüllt, die den Thalboden bilden, in den sich der Fluss 50—30 *m* tief eingeschnitten hat. Oberhalb Judenburg, im Gletschergebiete, fehlen im Murthale grössere Vorkommnisse von Glazialschottern, dagegen treten hier Schotterkegelterrassen auf, die dadurch ausgebildet worden sind, dass die Mur die aus den Seitenthälern in das Hauptthal vorgebauten Schotterkegel angeschnitten hat.

5. Die tiefste Höhenlage der Kare bezeichnet ausserhalb des dem Maximum der Eiszeit entsprechenden Gletschernährgebietes die tiefste Lage der eiszeitlichen Firnlinie, innerhalb jenes Gebietes aber jene temporäre Lage der Firnlinie, bei der das vertikale Anwachsen, beziehungsweise Schwinden der Vereisung, bis zu eben derselben Höhe gediehen war.

6. Ein zweifellos interglaziales Profil hat sich im Murthale nicht gezeigt, doch dürfte das Kalkkonglomerat von Oberwölz wahrscheinlich interglazial sein, da es gekritzte Geschiebe enthält und von Moränen überlagert wird. Moränen im Liegenden konnten jedoch nicht aufgefunden werden.

7. Das Murthal unterhalb Judenburg, das Liesingthal und das Mürzthal waren eisfrei. Auf dem Gebirge ist es zwar auch zu der Bildung von Gletschern gekommen, aber diese sind lokal geblieben und haben die Hauptthäler nicht mehr erreicht. Gering wie ihre Ausdehnung sind auch die Spuren, die sie hinterlassen haben, und diese sind nur in wenig Fällen bis heute erhalten geblieben. In dem Zuge der Seethaler Alpen ist es gelungen, ein Gletscherende in 1150 *m* zu konstatieren, am Zeyritzkampel mehrere in 1500—1550 *m*. Grösser sind die Gletscher des Hochschwabgebietes gewesen. Der Tragössgletscher hat zwischen Püchel und Unterott in 750 *m* Höhe geendet, wo er zwei Moränenwälle hintereinander zurückgelassen hat; seine Mächtigkeit hat $2^1/_2$ *km* vor seinem Ende 200 *m* betragen. Die Gletscher des Vordernberger Thales, des Rötzgrabens, des Fölz-

grabens und des Feistringgrabens haben in 750, 890, 850 und 1020 *m* geendet. Der Seethalgletscher hat in 800 *m* Höhe beim Seebauer geendet und hat bei Seewiesen eine Mächtigkeit von 300 *m* besessen. Am Stuhleck ist es gelungen, Gletscherenden in 1000 und 1150 *m* Höhe zu konstatieren, auf der Schneealpe in ca. 1200 *m*.

8. Die glaziale Firnlinie ist im Obern Murthale in einer Höhe von 1500—1600 *m* verlaufen, in den Seethaler Alpen und in dem Zuge der Gleinalpe in 1600—1700 *m*, am Zeyritzkampel in 1500 bis 1600 *m*. In der Hochschwabgruppe (Südseite) hat sie sich in 1300—1400 *m*, am Stuhleck in 1300—1350 *m*, auf der Schneealpe in 1300 *m*, dagegen am Wechsel in 1500 *m* Höhe befunden. Die glaziale Firnlinie zeigt also im allgemeinen ein ähnliches Verhalten wie die rezente: sie erhebt sich von den Rändern des Gebirges nach dem Innern. Die hohe Lage der eiszeitlichen Firnlinie auf der Koralpe in 1750—1800 *m* dürfte mit der südlichen Lage zusammenhängen.

9. Spuren aus der letzten Rückzugsperiode der Vereisung sind fast in allen Hochthälern des Gebirges in Gestalt von Rundhöckern, Grundmoränen, End- und Ufermoränen erhalten. Die Hochseen sind teils Felsbecken, teils Moränenseen.

Die Frage der Vergletscherung des Zentralbalkans behandelt auf Grund eigener Untersuchungen an Ort und Stelle Prof. W. Götz.[1]) Er kommt zu folgenden Ergebnissen:

1. Noch nach der Ablagerung diluvialer Geschiebe in den Schluchtthälern des Balkans fand eine rasch eintretende Beschleunigung der Erosion seiner Gebirgsbäche statt. Sie wurde durch eine Erniedrigung ihres Mündungsniveaus hervorgerufen. Eine solche könnte durch eine nochmalige nachträgliche Senkung zwischen dem Fusse des Balkans und dem Mittelgebirge (Sredna Gora, Karadschah Dagh) bewirkt worden sein. Doch fehlen hierfür bestimmtere Anzeichen. Zum andern konnte die Gjopsa-Ebene wie diejenige der Maritza von einem tiefen See überdeckt gewesen sein, in welchem die Mündung jener Bäche höher lag. (Die Frage nach vorhandenen Uferlinien zu lösen, brächte freilich eine mühereiche Besichtigung mit sich.) Es hätte dann das Ablaufen und Schwinden dieses ausgedehnten stehenden Gewässers den Anstoss zu dem Erosionsvorgange gebracht, welcher die heutigen Schlucht- und Klammstrecken einschnitt. Eine solche Entwässerung kann durch die Beseitigung irgend einer umdämmernden Strecke, durch Eröffnung eines erweiterten Ausganges veranlasst sein, aber ebenso auch durch das Sinken des Meeresniveaus. (Bei dieser letztern Annahme könnte man übrigens auch die Hypothese der See-Überdeckung verlassen.) Zu der Thatsache einer solchen Erniedrigung des Meeresspiegels wird man schon durch

---

[1]) Zeitschrift der Ges. für Erdkunde zu Berlin 1900. 35. p. 127.

anderweitige Beobachtungen von Thalformen geführt, besonders auch durch solche bezüglich der untern Donau und der Seen nördlich des Donaudeltas. Allein es ist ja ohne dies schon seit Abich's Untersuchungen im Küstengebiete des nordöstlichen Pontus immer umfassender für diesen wie für das Ägäische Meer einschliesslich Hellespont (auch für die Adria) das diluviale Absinken von Festboden konstatiert und die Vergrösserung des Meeresspiegelumfanges, sowie die Vertiefung des Meeres als Folge erkannt worden. Hierbei ist es nahezu undenkbar, dass jenes Absinken durch etwas anderes unmittelbar veranlasst worden sei, als durch eine vertikale Bewegung nicht nur des damaligen Meeresgrundes, sondern auch des Untergrundes der abgesunkenen Landteile. Wann innerhalb der diluvialen Zeiten dieser Vorgang der Hauptsache nach sich zutrug, mag zweifelhaft bleiben. Dass aber jene in senkrechter Richtung nur etliche Meter betragende Minderung der Meeresspiegelhöhe, welche wir für unsere Erosionsfrage bedürfen, in dem postglazialen Abschnitte der Diluvialzeit oder auch nach dessen Ende eintrat, möchten wir behaupten. Denn für uns geht dieser letzten Senkung ein postglazialer Zeitraum überaus niederschlagreicher Jahrzehnte oder Jahrhunderte voraus, mag derselbe auch schon während des Endes der letzten Vereisung begonnen haben. Diese wasserreiche Zwischenperiode ist uns unentbehrlich zur Erklärung verschiedener morphologischer Thatsachen, besonders aber für die von Thalformen in Mittel- und Osteuropa. Wir bedürfen ihrer vor allem für die Entstehung jener Unzahl von kurzen und verhältnismässig tiefen Thälchen mit meist scharfen, an das Querprofil von Schiffahrtskanälen erinnerndem Querschnitte, welche ebenso im Jura als im Muschelkalk Frankens, in der Kreidetafel Donau-Bulgariens und auf der Krim u. s. w. verbreitet sind. Trockenthälchen, welche das Gebiet seitlich der noch bewässerten Thäler oder schluchtartigen Bachwege profilieren. Nur eine anhaltend reichliche Menge abfliessenden Wassers, welches energisch weiter drängte, konnte diese ungezählten Rinnen mit solchem Profil als Wege zu einer sammelnden Hauptrinne oder einem stärkern Einschnitte herstellen. (In die letzte Interglazialzeit deren Entstehung zu versetzen, selbst wenn diese auch von einem dem Steppenklima geradezu entgegengesetzten Witterungscharakter in ihrem frühern Abschnitte beherrscht worden wäre, verwehrt uns der Mangel jedes zweifellosen Überbleibsels jener Zeit in diesen Thälchen, sowie die so genau erhaltene Ausprägung der letztern.) Durch das Sinken des Meeresspiegels aber kam es bei den stärkern Wasserläufen zu einer wirksamern Erosion; im übrigen jedoch trat ein Sinken des Grundwasserspiegels ein und damit die Umwandlung ungezählter Bachthäler in Trockenthäler. Im Hochgebirge des Balkans begann in den bereits grossenteils hergestellten Thälchen und bewässerten Vertiefungen eine abtragende Erodierung in vorhandenen diluvialzeitlichen Ablagerungen, von welchen als Reste noch die oben erwähnten Terrassenteile an der Suschiza zeugen (desgl. am Isker).

2. Das Auftreten von Kennzeichen einstiger Gletscherthätigkeit im Zentralbalkan ist nur ein scheinbares, d. h. wir finden nur pseudoglaziale Spuren vor. Denn a) die Schuttlagen, welche an sekundärer Lagerstätte Steine mit Stumpfkanten neben oval abgerundeten enthalten, auch von diluvialzeitlichem Transporte herrühren können, haben keine beweisende Kraft für Moränenbewegung, sondern könnten nur neben den typischen Kennzeichen der letztern zu einem Symptome werden. — b) Die gerieften und polierten Granittrümmer, welche nahe dem untern Ende der Mittelstrecke der Sarikaia gefunden wurden, verdanken ihr an Schrammung erinnerndes Aussehen nur Verwitterungsfaktoren. Denn die betreffenden Detailformen ähneln mehr einer ziemlich verwischten feinern Kannelierung, und diese Einkerbungslinien verlaufen durchweg ganz parallel, so dass ihr Erscheinen bei der Härte und Sprödigkeit dieses Gesteines als eine Ritzung durch die Gletscherbewegung aufzufassen kaum möglich wird. Die Glätte eines Teiles der Oberfläche kann in loco sehr wohl von Überspülung mit dem feinern Sande des Hanges herrühren. — c) Die Wasseransammlung unter der Ostra Mogila und die benachbarte leere Bassinbildung bieten in ihrer Umfassung und durch die mit Stufen von da aus emportretende Gipfelgestalt keinen genügenden Anhaltspunkt dazu, hier ein Auftreten von Kar-Seen als wahrscheinlich zu erachten. Als Ursache dieser Bassins werden Senkungen im kleinen anzunehmen sein. — d) Jene Abstumpfung der obern Kanten der Felskulissen, welche in der Zinnenzone südwestlich oder südsüdwestlich des Jumrukčal-Gipfels an einer der dortigen seichtern Thalfurchen sich auf beiden Seiten zeigen, lassen infolge ihrer starken Verwitterung nicht mehr erkennen, ob es sich hier um eine glaziale Rundhöckerbildung handle.

3. In derjenigen Höhenlage, in welcher die felsige und grossenteils zergliederte Steilstufe nächst der Gipfelzone oder wo beim Mangel von überhöhenden Gipfelformen die zum obersten Balkanrande emporgehenden Wandteile die Ansammlung von Firn schützend veranlassen konnten, erweist sich sowohl auf Grund genauerer Prüfung der Formen als infolge der Seehöhe von 1800—1900 *m* das Fehlen des Glazialphänomens ganz naturgemäss. In Bezug auf die Höhe kommen freilich als vergleichenswerte Erhebungen nicht Gebirge der Westhälfte der Halbinsel in Betracht, sondern bis jetzt nur der Rilo. Auf diesem aber sind es, wie schon die Begleitkarte zur Cvijić'schen Arbeit alsbald überschauen lässt, überall umschirmende Kammteile von über 2500 *m* Höhe, in deren Nischen bei 2200—2300 *m* die betreffenden Firnbildungen erfolgten. Aber auch diese waren zweifellos wenig mächtig; denn sie legten nur sehr kurze Bahnen zurück, wie die Stätten der Endmoränen es bezeugen. In einer Höhe von 2200 *m* nun hätten im Zentralbalkan nur an der Westseite des Jumrukčal in den dortigen seichten, aber scharf eingeschnittenen Mulden die Anfänge von Gletschern sich bilden können. Immerhin hinderte solches schon die genau südliche Ex-

position, abgesehen von Mangel an Raum für ein eigentliches Firnfeld. Bei solcher Exposition aber hat der Rilo nirgends ein Gletscheranzeichen hinterlassen. Nach Norden jedoch besitzt der Zentralbalkan noch ungünstigere Vorbedingungen für glaziale Erscheinungen infolge der in Betracht kommenden Höhenlage. Denn vom obersten Gewölberande reicht die Steilhangzone sehr beträchtlich abwärts, so dass vorhandene Firnmulden um so viel tiefer zu suchen wären. Die obersten Teile unseres Gebirgsabschnittes aber waren ohne Zweifel bis gegen Ende der Glazialzeit in der Region des felsigen Randabfalles ärmer an Einschnitten und furchenähnlichen Einrissen, als in der Gegenwart. Zahllose zerstörende Änderungen brachte gewiss die von uns postulierte postglaziale wasserreiche Zeit; nicht wenige sodann erwirkten auch die darauf folgenden Jahrtausende in diesem westlichen Aussenteile der pontischen Klimaprovinz, deren Kontinentalcharakterzügen eine ausgiebig verwitternde Kraft innewohnt.

Die Gletscherschwankungen in den nördlichen Erdregionen bildete den Gegenstand kritischer Untersuchungen von Charles Rabot.[1]) Diese Untersuchungen erstrecken sich auf das über die Gletscher von Skandinavien, Jan Mayen, Island, Grönland, Spitzbergen und Franz Josefs-Land vorliegende Material. Rabot kommt zu folgenden Ergebnissen:

a) Vor dem 18. Jahrhunderte sind die Gletscher viel weniger ausgedehnt gewesen als gegenwärtig, und dieses Minimum datierte seit Jahrhunderten. Dass sie während jener Periode jenseits ihrer jetzigen Grenzen gelegen haben, wird durch authentische Dokumente in Norwegen und in Island bezeugt. Für Jan Mayen und Spitzbergen ist diese Thatsache, wenn auch nicht absolut erwiesen, so doch sehr wahrscheinlich.

b) Während des 18. Jahrhunderts und bis zu den ersten Jahren des 19. erfolgte ein ungeheures Wachsen, das die Amplitude einer einfachen Schwankung weit überstieg. Die Gletscher drangen bis in Gebiete, die sie während der gegenwärtigen Periode niemals eingenommen haben. Dieses Wachsen war ein allgemeines und betraf die ganze nördliche Halbkugel. Die Erscheinung zeigte sich in Grönland, wie auf Spitzbergen und Jan Mayen, in Island wie in Norwegen und Alaska. Für Grönland ist die grosse Ausdehnung der Gletscher während dieser Epoche nicht durch sichere Dokumente, sondern durch die starke Zunahme der Eisberge zwischen 1770 und 1778 erwiesen, eine Erscheinung, die auch in Spitzbergen wahrgenommen worden; in Island, Norwegen und Alaska sind hingegen zahlreiche direkte Beobachtungen gemacht und verzeichnet worden.

c) Während des 19. Jahrhunderts ist die Periode unentschieden. In einigen Gegenden erfolgte eine beträchtliche Zunahme, der sich eine geringe Abnahme der Gletscherausdehnung anschloss, während

[1]) Archives des sciences phys. et nat. 1899. 7. 8. 1900. 9.

in andern Gebieten die Gletscher, nachdem sie am Beginne des Jahrhunderts im Zustande des Maximums verblieben waren, später einen geringen Verlust erlitten. Nirgends findet man einen so beträchtlichen Rückzug, wie er in den Alpen in den letzten fünfzig Jahren beobachtet worden. In Grönland scheinen die Gletscher jetzt im Zustande des stationären Maximums zu sein. In Island hat bei einigen Gletschern das Wachsen sich bis zu den letzten Jahren, zuweilen in beträchtlichem Umfange, fortgesetzt. In Spitzbergen ist das Verhalten der Gletscher ein sehr unentschiedenes. Zahlreiche Fälle von Zurückgehen werden berichtet, aber auch zahlreiches Vorrücken wurde jüngst beobachtet; und in den letzten Jahren scheint das Anwachsen zu überwiegen. In Norwegen waren die Gletscher am Beginne des Jahrhunderts in ihrem Maximum, aber sie zeigen ein allmähliches, sehr langsames, durch kurze Zunahmen unterbrochenes Zurückweichen, die kleinen Zunahmen stehen aber noch weit hinter dem Wachsen im vorangegangenen Jahrhunderte zurück.

Eine genauere Vergleichung der Daten der Gletscherschwankungen im Norden mit den in den Alpen ist mangels hinreichenden, zuverlässigen Beobachtungsmateriales nicht ausführbar. Nur ganz allgemein lässt sich ein Parallelismus erkennen, jedoch mit der Einschränkung, dass das Anwachsen im 18. Jahrhunderte in Island, Spitzbergen und in Norwegen ausgesprochener war als in der Schweiz, während die Abnahme in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts in den Alpen sehr beträchtlich, in den arktischen und Polargegenden nur unbedeutend gewesen ist.

Über die Art der Gletscherschwankungen hatten die Beobachtungen in den Alpen ergeben, dass dieselben bestimmte längere Perioden einhalten, indem sie während 10—20 Jahren sich verlängern und in den folgenden 10—20 Jahren sich verkürzen, dass diese Schwankungen ziemlich gleichzeitig im ganzen Lande beginnen und aufhören und sich nicht auf die Längen und Breiten der Gletscher beschränken, sondern auch auf das Volumen derselben.

Die Gleichzeitigkeit der Schwankungen ist jetzt auch in den arktischen Gegenden festgestellt, allein die langen Perioden werden dort nicht angetroffen. Wohl dauern die bedeutendern Schwankungen sehr lange Zeit, aber während dieser Periode kann der Sinn der Schwankungen durch sekundäre Erscheinungen umgekehrt werden. In den Alpen rücken die Gletscher ohne Unterbrechung 10 bis 20 Jahre lang vor oder weichen zurück; in den arktischen Gebieten hingegen treten im Verlaufe einer eine lange Reihe von Jahren anhaltender Bewegung sehr kurze Oszillationen oder Pulsationen auf, welche den Sinn derselben für einige Zeit unterbrechen. Dass auch die Jahreszeit Schwankungen der Gletscher veranlasst, beobachtet man ebensowohl im Norden, wie in den Alpen, aber sie treten dort zu einer andern Jahreszeit auf als in den Alpen. Im ganzen hat man also drei verschiedene Längenschwankungen der arktischen

Gletscher zu unterscheiden: 1. solche von langer Periode, 2. solche von kurzer Dauer, 3. jahreszeitliche Schwankungen.

Die Regel, dass die Gletscheränderungen stets das ganze Volumen betreffen, ist für den Norden nicht massgebend, indem hier Verlängerungen der Gletscherzungen neben Abnahmen der Dicke in den obern Partien beobachtet werden. Man kann sich diesen Vorgang in der Weise erklären, dass zunächst, durch bestimmte meteorologische Verhältnisse bedingt, Schnee- und Eismassen sich in den oberen Partien unter Dicken- und Breitenzunahme der Gletscher anhäufen, bis sie durch die Gletscherzungen, ähnlich wie ein aufgestauter See, unter Zunahme der Länge abfliessen. Die Wärme des Sommers wirkt hierbei förderlich, indem sie die Eismassen beweglicher macht; auch kann eine Zunahme der Gletscherzungen durch die von der Wärme veranlasste Ausdehnung der Eiskrystalle veranlasst werden.

Für die Alpen haben die Untersuchungen einen Parallelismus zwischen den Schwankungen der Gletscherausdehnung und den Änderungen des Klimas insofern hervortreten lassen, als jeder kalten und regnerischen Periode ein Vorrücken der Gletscher entspricht, einer Reihe trockener und warmer Jahre dagegen ein Zurückgehen. Die Frage nach einem ähnlichen Zusammenhange zwischen Klima und Gletscherschwankungen in den nordischen Gegenden kann aber noch nicht in Angriff genommen werden, weil das Beobachtungsmaterial hierzu fehlt.

Die Bewegungsrichtungen des diluvialen Inlandeises sind von Joh. Petersen an der Hand des Geschiebematerials von krystallinischen Gesteinen, das sich im Besitze des naturhistorischen Museums zu Hamburg befindet, studiert worden.[1]) Er kommt zu folgendem Ergebnisse:

»Die Eismassen bewegten sich von den höchsten Erhebungen der skandinavischen Halbinsel radial nach der Eisgrenze, und zwar über den westlichen und mittlern Teilen des Flachlandes in Richtungen zwischen NO-SW und N-S, in den östlichen Teilen des Flachlandes in mehr nach Osten von der Nordsüdrichtung abweichenden Richtungen. Die einzelnen Teile des Nährgebietes sind nicht stets von gleicher Bedeutung gewesen, sondern die östlicher gelegenen Teile haben vorherrschend die Eisbewegung beeinflusst. Während der letzten Vereisung scheint nur der östliche Teil des Nährgebietes die Norddeutschland erreichenden Eisströme gespeist zu haben. Die von den genannten Bewegungsrichtungen abweichenden Stromrichtungen sind von geringer Ausdehnung und verdanken ihre Existenz teils veränderten Lagen der Vereisungsgrenze, teils dem Einflusse des Meeres, das Eismassen zum Kalben brachte und daher die Stromrichtungen abänderte. Ein sogenannter »baltischer Strom«, von NO kommend, erlangte eine besonders hervortretende Bedeutung.«

[1]) Mitteilungen der Geogr. Gesellschaft in Hamburg 1899—1900. 15. 16.

Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwickelung des pommerschen Küstengebietes.[1]) Schon seit längerer Zeit war beim Studium der diluvialen Verhältnisse des östlich der Elbe gelegenen, norddeutschen Flachlandes erkannt worden, dass die grossen Thalzüge, die in etwa ostwestlicher Richtung das Land durchziehen und zum Teil heute noch von Flüssen benutzt werden, als Randthäler des sich allmählich nach Norden zurückziehenden Inlandeises aufzufassen sind und dazu dienten, die Schmelzwasser desselben, vereint mit den von den Mittelgebirgen zuströmenden Gewässern dem nächsten Meeresbecken, der Nordsee, zuzuführen. An der Hand der durch eine Reihe von Sonderbeobachtungen gewonnenen Resultate versucht nun K. Keilhack, die einzelnen Rückzugsetappen der letzten Vereisung durch Zusammenfassung der beobachteten Endmoränen zu grossen Zügen zu fixieren und die Entstehung dieser sogenannten Urstromthäler in Beziehung zu ihnen zu bringen. Als Kriterium für eine Stillstandslinie des sich allmählich nach Norden zurückziehenden Inlandeises dienen drei Momente: 1. die Endmoränen, jene Anhäufungen von Moränenschutt, wie sie noch heute am Fusse jedes Gletschers sich bilden, 2. die Moränenlandschaft, das von der Grundmoräne überkleidete, stark koupierte, mit Seen und Mooren erfüllte Gelände, und 3. die ausgedehnten, ebenen Ablagerungen von geschichteten fluvioglazialen Bildungen, die von den dem Eise entströmenden Schmelzwassern abgelagert wurden. Selbst also, wo es nicht zur Endmoränenbildung gekommen ist, ergiebt die Grenze zwischen jenen beiden Landschaftsformen die Stillstandslinie des Inlandeises.

Verfolgt man diese einzelnen Rückzugslinien des Inlandeises, so ergiebt sich als südlichste Grenze der letzten Vereisung eine Linie, die westlich der Elbe noch nicht hinreichend erkannt, östlich derselben von der Höhe des Fläming über Finsterwalde und Spremberg gen Sorau verläuft, sich weiterhin in dem südlich Glogau gelegenen Katzengebirge und östlich der Oder in den Trebnitzer Höhen fortsetzt und über Öls, Namslau und Kreuzberg zur polnischen Grenze zieht. Vor diesem Rande liegt das von Berend sogenannte Breslau-Hannoversche Hauptthal. Ob dieses Thal sich etwa von Magdeburg an wirklich weiter durch die Provinz Hannover auf Bremen zu fortsetzte, ist zur Zeit noch nicht entschieden. Heute noch wird dieses Thal benutzt im Osten von der Malapane, von Oppeln bis über Breslau hinaus von der Oder und weiterhin von der schwarzen Elster und Mulde, um dann der Unterelbe als Strombett zu dienen.

Das zweite Randthal, das beim Rückschmelzen des Eises gebildet wurde, ist das sogenannte Glogau-Baruther Thal. Ihm entspricht ein zweiter Endmoränenzug, der an der Prosna bei Pleschen beginnt und sich dann bogenförmig weiter westwärts über Dolzig,

[1]) Jahrbuch der kgl. preuss. Landesanstalt 1898. Berlin 1899. p. 90.

Storchnest, Priment, Schlawe, Kontopp zum Oderrande zieht. Jenseits der Oder findet er seine Fortsetzung in dem Grünberger Plateau und den Höhen zwischen Frankfurt a. O. und Guben und erreicht über Beeskow und Storkow die Spree. Von hier aus geht die Linie weiter über Königswusterhausen, Gross-Beeren und Teltow und zieht wahrscheinlich über Brandenburg durch die Westpriegnitz nach Mecklenburg, wo sie, nach Geinitz, von den Ruhner Bergen auf Herzfeld, südlich Wittenburg und nördlich Boizenburg sich fortsetzt, um nordwestlich und nördlich in noch unerforschtem Laufe durch Schleswig-Holstein weiterzugehen.

Das dritte, weiter nördlich gelegene Randthal ist das sogenannte Warschau-Berlin Hauptthal. In ihm fliessen heute noch die Warthe bis südlich Posen, die Obra, die Oder bis Frankfurt, die Spree und die Havel, von deren Mündung an dann das alte Elbthal die Gewässer wiederum weiterführte. — Der dazu gehörige Endmoränenzug beginnt bei Witkowo und Mieltschin und zieht über Schermeisel und Zielenzig nach Drossen und Frankfurt u. O., setzt sich dann fort über Lebus, Müncheberg, Buckow, Steinbeck, Biesenthal, Wandlitz und Zehlendorf bei Oranienburg, kreuzt die Havel und zieht weiter südlich und westlich an Gransee vorbei über Dierberg, Zechlin, Zempow, Ganzlin, Schwerin bis Gudow, um von da ab wiederum noch unbekannt durch Lauenburg und Schleswig-Holstein sich fortzusetzen.

Als weiteres nach Norden zurückliegendes Randthal entwickelte sich das sogenannte Thorn-Eberswalder Hauptthal, das heute noch von der Weichsel bis Fordon, von der Netze und Warthe und der Oder bis Oderberg benutzt wird, und das in der Linie des heutigen Finowkanals über Eberswalde zur Havel und Elbe führt. — Der ihm entsprechende Endmoränenzug ist eigentlich von der Weichsel an erst sicher erkannt, obwohl durch eine Reihe von Einzelbeobachtungen auch festgestellt ist, dass er sich weiter durch das östliche Westpreussen und Ostpreussen nach Osten hin fortsetzt. Von der Weichsel an zieht die Endmoräne in drei grossen Bogenstücken, einem Weichsel-, Oder- und Beltgletscher entsprechend, etwa von Schwetz über Karthaus, Rummelsburg, Persanzig, Falkenburg, Friedeberg, Arnswalde, Berlinchen, Oderberg, Senftenhütte durch die Uckermark und Mecklenburg östlich vom Müritzsee etwa bis Malchow in Mecklenburg; ihre Fortsetzung verläuft nördlich Lübeck und südlich Kiel über Flensburg nach Norden.

Interessant an diesem zugehörigen Randthale ist, dass es nicht in seiner ganzen Länge den Charakter eines Flussthales besitzt, wie die Höhenlage seiner Terrassen beweist. In einem Flussthale müssen diese eine Neigung besitzen, die der des Wasserspiegels parallel verläuft. Teilweise aber verlaufen sie auf grosse Strecken hin völlig horizontal, ein Mangel an Gefälle, der auf dort vorhanden gewesene Stauseebildungen schliessen lässt. Solche lagen um Thorn und Bromberg (bis zu einer Höhe von 75 *m*) und um Küstrin, von

Landsberg a. W. bis Oderberg und südlich fast bis Frankfurt a. O. reichend (in 40 *m* Höhe).

Während bis hierher der Verlauf der Rückzugslinien des letzten Inlandeises durch Einzelbeobachtungen, wie gesagt, schon bekannt war, ist die weitere Entwickelung dieser Rückwärtsbewegung ein völlig neues Resultat der Arbeiten Keilhack's.

Als nunmehr westlich der Weichsel das Eis weiter gegen die Ostsee zurückwich, konnten seine Schmelzwasser nicht mehr das südlich des baltischen Höhenrückens gelegene, alte Randthal erreichen, sondern mussten zwischen dem Eisrande als Norddamm und dem Höhenrücken als Süddamm sich nach Westen hin ein neues Thal bilden, das sogenannte pommersche Urstromthal. Es beginnt ungefähr nördlich Karthaus und verläuft etwa parallel der heutigen Ostseeküste nördlich Bütow und Rummelsburg über Belgard, Plathe, Wollin zum Oderthale und setzt sich weiter westwärts über Friedland nach Riebnitz zu fort. Auch in diesem bildeten die abfliessenden Gewässer wiederum Stauseen, nämlich nördlich Rummelsburg, bei Belgard und im Stettiner Haff. In letzteres ergossen sich nunmehr auch durch das nun eisfrei gewordene, untere Oderthal die vom Thorn-Eberswalder Hauptthale strömenden Gewässer, so dass etwa von Eberswalde an nunmehr nach Westen hin die Verbindung zur Elbe aufhörte. Wahrscheinlich lag noch ein vierter Stausee im Gebiete der Wismarer und Neustädter Bucht, die nach Norden durch das noch vorlagernde Eis geschlossen war, und dem von Osten her aus dem Stettiner Haffstausee durch das heute noch vom Grossen Landgraben, der Tollense und der Trebel benutzte Abflussthal die Wasser zuströmten, um dann von hier aus über Lübeck und Mölln durch das heute dem Elbe-Travekanal dienende Stecknitzthal wiederum zum Elbthale zu fliessen.

Bei weiterem Rückschreiten des Eises wurde das Stettiner Haff nach Norden eisfrei, und die Entwässerung erfolgte nunmehr durch die heutige Odermündung und den Strelasund zur Ostsee. Ziemlich gleichzeitig damit hörte auch der Zufluss von Osten her auf, indem vom Persante-Stausee bei Belgard an die Gewässer längs des Eisrandes nördlich Greiffenberg auf Kammin zu durchbrachen.

Während sich nunmehr das Eis immer im sogenannten baltischen Sinne zurückzog, d. h. dass der Betrag der Abschmelzung von Westen nach Osten denjenigen des nord-südlichen Abschmelzens weit übertraf, verharrte dasselbe in Hinterpommern etwas längere Zeit auf einer Reihe von kurz auf einander folgenden Linien, und während jeder einzelnen dieser Phasen entstand eines jener merkwürdigen Thäler, die unter spitzem Winkel von Ost nach West auf die Küste zu verlaufen.

Diese einzelnen Rückzugsrandthäler haben in Kürze folgenden Verlauf: Von dem nunmehr entwässerten Persante-Stausee flossen die Gewässer südlich von Köslin vorbei auf Kolberg durch das heutige Radüethal, späterhin erfolgte ein direkter Abfluss vom

Rummelsburger See her durch die von heute vom Grabowflusse benutzte Rinne zur Ostsee, noch später mündeten die Wasser über Schlawe-Rügenwalde, benutzten dann über Stolpe das Stolpthal und weiterhin das Lupowthal. Ein weiteres Stadium zeigt, während der Eisrand nördlich der Leba und Rheda lag, ein Randthal, das, an der Danziger Bucht beginnend, im Rhedathale über Lauenburg zum Lebathale zieht. Zu eben dieser Zeit hatte sich die Vereisung im heutigen Weichselgebiete so weit zurückgezogen, dass nunmehr auch der letzte Teil des Thorn-Eberswalder Hauptthales trocken gelegt wurde, indem die Fluten bei Fordon zur heutigen Weichselmündung durchbrachen.

Bei noch weiterem Rückzuge des letzten Inlandeises über Rixhöft hinaus wurde die heutige Küste völlig eisfrei, und die hydrographischen Verhältnisse des pommerschen Küstengebietes hatten damit ihre heutige Ausbildung erlangt.[1])

Die Deformation der Erde unter der Last des Inlandeises. Während der Eiszeit haben sich ausgedehnte Gebiete der höhern Breiten, die heute trocken liegen, unter dem Spiegel des Meeres befunden. In gewissen Gegenden scheint die Strandverschiebung nicht besonders gross gewesen zu sein, in andern aber erreicht sie recht beachtenswerte Beträge, die sich auf Hunderte von Metern beziffern. Man kann als sicher festgestellt annehmen, dass die Meeresspuren in Skandinavien bis nahezu 800 Fuss Höhe hinaufreichen. In Nordamerika findet man nach Warren Upham Meeresablagerungen in nahezu doppelter Höhe.

Man wollte diese Strandverschiebungen durch die Attraktion des Inlandeises erklären. Die Untersuchungen von Hergesell, Drygalski und Woodward haben uns vollen Aufschluss über diese Frage gegeben. Es geht aber aus denselben hervor, dass Strandverschiebungen von 1500 Fuss Höhe für den Effekt der Inlandeisattraktion jedenfalls zu gross sind.

Anderseits wurde die Meinung ausgesprochen, dass die glazialen Strandverschiebungen nicht so sehr von einer Erhöhung des Meeresniveaus, wie von einem Niedersinken des Landes bedingt waren.

Dieses Niedersinken musste zum Teil, wie es z. B. Drygalski bemerkt hat, von der Kontraktion der unter dem Eise sich abkühlenden Schichten herrühren. Nehmen wir an, dass die Temperatur der Oberfläche gegenwärtig in einer gewissen Gegend T^{0} beträgt. Dank der Eisbedeckung wurde sie auf 0^{0} herabgesetzt und dementsprechend mussten auch die darunter liegenden Schichten eine gewisse mit der Zeit wachsende Temperaturerniedrigung erfahren. Nehmen wir an, dass die infolge der Abkühlung sich zusammenziehenden Schichten durch den eigenen Druck und den Druck der Eisdecke beständig zusammengepresst waren, so dass keine Spalten

[1]) Naturwissenschaftliche Rundschau 15. p. 151.

entstehen konnten. Dann war die Depression der Landoberfläche von der kubischen Kontraktion abhängig, und wir können dieselbe mit Hilfe einer von R. S. Woodward aufgestellten Formel berechnen. Es findet sich dann, wenn die Zeit, die seit dem Erkalten verflossen ist, rund zu einer Million Jahre angesetzt und die Temperaturerniedrigung zu 15° F. angenommen wird, nach M. P. Rudzki eine Depression von 7.21 Fuss.

So klein dieses Resultat ausgefallen ist, sagt Rudzki, muss es doch noch als eine Art Maximum betrachtet werden, und zwar aus zwei Gründen: 1. die Formel Woodward's wurde abgeleitet in der Voraussetzung, dass die Temperatur der ganzen Kugeloberfläche auf Null herabgesetzt wurde, während in der That bei lokaler Eisbedeckung der seitliche unterirdische Wärmestrom aus den vom Eise unbedeckten Gebieten der abkühlenden Wirkung der Eisdecke entgegenwirken musste; 2. es wurde angenommen, dass die ganze kubische Kontraktion sich in der Depression der Landesoberfläche offenbaren musste, was nur bei vollständiger Plastizität der Gesteine der Fall wäre.

Man hat aber oft hervorgehoben, dass die abkühlende Wirkung der Eisdecke sich nicht auf Wärmeleitungsprozesse beschränkt, dass sie auch auf eine andere Weise zur Geltung gelangt. Das kalte Schmelzwasser der Gletscher dringt in die Tiefe hinein und befördert die Abkühlung der Erdschichten. Es ist jedoch sehr schwer, diesen Faktor in die Rechnung zu ziehen, denn es fehlt an jeglichen Anhaltspunkten, um die Zirkulation dieses Schmelzwassers zu beurteilen. Man muss sich deshalb mit einer rohen Schätzung begnügen. — Wir würden z. B. annehmen (was gewiss zu hoch gegriffen ist), dass das Schmelzwasser die Temperatur der obern 100000 Fuss Gesteine um volle 10° F. herabgesetzt hat. Trotzdem würden wir eine Depression von kaum 21.3 Fuss erhalten.

Diese Beispiele zeigen zur Genüge, dass die thermischen Ursachen in den Deformationen der Glazialzeit keine wesentliche Rolle gespielt haben können. — Zu ähnlichen Schlüssen sind Chamberlin, Gilbert, ferner Warren Upham gekommen. — Um so mehr verdient die Hypothese Jamieson's, dass das Land zur Glazialzeit unter der Last des Eises niedersank, eine Beachtung. — In der letzten Zeit wurde diese Hypothese von Warren Upham ventiliert.

M. P. Rudzki hat nun[1]) die Frage genauer erörtert, ob und in welchem Masse die Oberfläche des Landes unter der Last des Inlandeises niedersinken konnte.

Auf den ersten Teil der Frage sagte er, müssen wir sofort mit »Ja« antworten, indem die Erde kein absolut starrer Körper ist, aber die Antwort auf den zweiten Teil der Frage kann nicht so kurz gefasst werden. Sie kann auch nicht genau sein, indem eine

---

[1]) Bulletin International de l'Academie des sciences de Cracovie 1899. Avril.

genaue Antwort die Kenntnis der physikalischen Beschaffenheit des Erdinnern, d. h. die Kenntnis einer unbekannten Grösse voraussetzt. Für die Beurteilung der Jamieson'schen Hypothese wird es aber ausreichen, wenn wir die Deformationen der Erde unter dem Drucke des Inlandeises mit gewissen plausiblen Annahmen berechnen, und zwar werden wir annehmen, dass die Erde sich wie eine isotrope eiserne Kugel deformiert.

Auf die mathematischen Entwickelungen Rudzki's kann hier nicht eingegangen werden. Als Resultat findet er, dass eine völlig elastische isotrope Kugel von der Grösse der Erde, so starr und inkompressibel wie eine Stahlkugel, unter dem Drucke der Eiskalotten beträchtliche Deformationen erfährt. Freilich sind diese Deformationen nur für das Menschenmass beträchtlich, denn im Vergleiche zu den Dimensionen der Erde sind sie verschwindend klein, beträgt doch die grösste Tiefe der Depression kaum 500 *m*, d. h. kaum $^1/_{12740}$ des mittlern Erdradius.

Gleichzeitig mit den soeben betrachteten Deformationen des starren Erdkörpers müssen Deformationen der Niveauflächen eintreten. — Dieselben sind zweierlei Art, einerseits Deformationen der Niveauflächen infolge der Attraktion der Eiskalotten, anderseits Deformationen infolge der Attraktion der Depressionen und Elevationen der Lithosphäre. Niveauänderungen erster Art wurden vor einigen Jahren von Hergesell, Drygalski und Woodward eingehend diskutiert, Niveauänderungen zweiter Art wurden noch nicht diskutiert, und mit diesen beschäftigt sich jetzt speziell Rudzki.

Auch untersucht er den Fall einer einseitigen Vereisung. Das schliessliche Ergebnis sämtlicher Untersuchungen fast er wie folgt zusammen:

»Unter der Voraussetzung, dass der Wasservorrat der Erde in Gestalt von Eis, Wasser und Dampf sich seit der Eiszeit nicht verändert hat, haben wir zwei Fälle betrachtet, 1. gleichzeitige Vereisung beider Hemisphären, 2. Vereisung einer Hemisphäre. Trotz der Annahme, dass die Starrheit und Inkompressibilität der Erde derjenigen des Stahles nahezu gleich sind, haben wir im Vergleiche zu den Dimensionen der Erde ganz verschwindende, aber für das Menschenmass ziemlich ansehnliche Deformationen gefunden. Auf diese Weise wurde die Vereinbarkeit einer grossen Starrheit der Erde mit der Hypothese beträchtlicher durch den Druck des Inlandeises erzeugter Deformationen bewiesen. Diese Deformationen würden auch nicht verschwinden, wenn die Kugel vollständig inkompressibel wäre, denn Formveränderungen sind auch bei einem inkompressiblen Körper möglich (nur nicht Volumveränderungen) — doch bei unendlicher Starrheit wäre eine jede Deformation unmöglich.

Die Deformationen sind natürlich bei einseitiger Vereisung andere, als bei beiderseitiger Vereisung, sie sind auch weniger ausgeprägt, so z. B. ist die Tiefe der Depression unter einer Eiskappe hier 347.1 *m* dort 497.8 *m*.

Was Niveauänderungen anbetrifft, so hat sich ergeben, dass dieselben zweierlei Art sind, die einen rühren von der positiven oder negativen Attraktion der durch die Deformationen des Erdkörpers erzeugten Elevationen und Depressionen; die andern rühren von der Attraktion des Inlandeises selbst her. Im Gebiete des Eises und um dasselbe haben beide immer entgegengesetzte Vorzeichen, beide Arten von Niveauänderungen neutralisieren einander. Im Falle beiderseitiger Vereisung sind die erst bezeichneten infolge grösserer Deformationen grösser als im Falle einer einseitigen Vereisung. Im Gegensatze dazu haben die andern im zweiten Falle kleinere Werte, indem die Attraktionen der beiden Eiskappen einander zum Teil neutralisieren. Es ist klar, dass unter solchen Bedingungen am Rande des Eises die zweiten im Falle einer beiderseitigen Vereisung von den ersten aufgehoben werden können, im Falle einer einseitigen Vereisung aber die Oberhand behalten.

Bei der Besprechung der Strandverschiebungen hat sich gezeigt, dass, hauptsächlich dank der doppelt so grossen allgemeinen Erniedrigung des Wasserspiegels, bei gleichzeitiger Vereisung beider Hemisphären, am Rande des Eises nur negative, dazu beträchtliche negative Strandverschiebungen auftreten können. Nur im innern Winkel tief in die Mitte vergletscherter Länder eingreifender Buchten können positive Strandverschiebungen zustandekommen. Bei einseitiger Vergletscherung ergaben sich für den Eisrand zwar kleine, aber positive Strandverschiebungen. Für die Mitte der Eiskappen ergaben sich in beiden Fällen beträchtliche positive Strandverschiebungen (im Falle einseitiger Vereisung um ca. 50 *m* grössere), deren Ausmass etwa den maximalen eiszeitlichen Strandverschiebungen in Skandinavien gleichzustellen ist. Wir erinnern daran, dass alle unsere Kalküle (mit Ausnahme eines speziellen Falles) sich auf Eiskappen bezogen, die 6.7 % der Erdoberfläche bedeckten, von runder Gestalt waren (Durchmesser 6666 *km*) und eine gleichmässige Dicke von 2000 *m* hatten.

Wir konnten leider in unserer Untersuchung nicht gewisse Eigenschaften reeller Stoffe in Rechnung ziehen, die auf den Gang der Ereignisse während der Eiszeit grossen Einfluss ausüben konnten, und die in der Physik unter dem Namen elastischer Nachwirkung u. s. w. bekannt, aber noch nicht vollständig ergründet sind. Dank dieser Eigenschaften verspätet sich der maximale Effekt einer deformierenden Kraft, oder es bleibt eine rückständige Deformation, nachdem die Ursache derselben schon aufgehört hat zu wirken. — Denken wir uns z. B. die allmähliche Bildung einer Eiskappe, sie wächst, vergrössert sich, gleichzeitig wächst die Depression unter derselben, aber wenn die Eiskappe schon aufgehört hat zu wachsen und so zu sagen den Höhepunkt ihrer Entwickelung erreicht hat, so kann und wird die Depression unter derselben noch eine Zeit wachsen, bis sie auch den Höhepunkt ihrer Entwickelung erreicht hat. Vermöge dieser Eigenschaft können die definitiven Deformationen der Erde

grössere Beträge erreichen, als man nach den mittlern Koëffizienten der Starrheit und der Inkompressibilität der Erde erwarten könnte. — Anderseits können nach der Schmelze des Eises noch mächtige rückständige Deformationen bleiben, insbesondere wenn diese Schmelze rasch zustandegekommen ist. Nehmen wir z. B. an, dass zwei Eiskappen vorhanden waren (also am Rande derselben negative Strandverschiebungen), und dass die Schmelze rasch erfolgte. Es konnte die Deformation noch nahezu auf ihrem Höhepunkte bleiben, während schon enorme Mengen Wassers dem Ozeane zurückerstattet wurden. Natürlich musste sich dessen Wasserspiegel heben, und die noch existierenden grossen zirkumpolaren Depressionen wurden überflutet. — Das Meer konnte Höhen erreichen, die während der Eiszeit weit oberhalb der Fluten standen. Die Verminderung der Attraktion des Inlandeises konnte den Einfluss der allgemeinen Erhöhung des Meeresspiegels nicht kompensieren.«

13. Die Lufthülle im allgemeinen.

Das atmosphärische Gas Krypton. Unter den neu entdeckten Gasen, welche die Atmosphäre enthält, und in welcher sie spärlicher enthalten sind, als das Gold im Meereswasser, ist neben dem Xenon das Krypton durch sein Atomgewicht besonders merkwürdig. Untersuchungen darüber waren nur von Prof. Ramsay angestellt worden, weshalb Prof. Ladenburg und C. Krügel in Breslau eine genaue Untersuchung desselben unternahmen. Ihrem Bericht über diese Arbeit in der Preussischen Akademie der Wissenschaften[1]) ist das Folgende entnommen:

»Durch vielfaches Arbeiten mit flüssiger Luft und durch eingehende Studien zur Messung niederer Temperatur und zur Trennung von Körpern bei niederer Temperatur, sagen die genannten Forscher, hielten wir uns in den Stand gesetzt zur Lösung einiger Fragen, welche die glänzenden Untersuchungen und Entdeckungen Ramsay's und seiner Mitarbeiter aufgeworfen haben; namentlich schien es uns möglich, das Krypton, von dem man zur Zeit, als wir diese Arbeit begannen, nur wenig wusste, in einem Zustand grösserer Reinheit zu gewinnen und seine Eigenschaften etwas genauer festzustellen, besonders auch zu prüfen, ob sein Atomgewicht wirklich, wie dies Ramsay annimmt, 80—82 beträgt.

Freilich liegt der Beginn dieser Arbeit mehr als ein Jahr zurück, da das erste grössere Quantum flüssiger Luft, das wir uns verschafften (im März des vergangenen Jahres), bei dem Transport verloren ging, und wir erst im letzten Herbste in die Lage versetzt wurden, dieses zu ersetzen. Inzwischen hat auch Ramsay grössere Mengen von flüssiger Luft auf Krypton verarbeitet, wie uns der in der Chemikerzeitung erschienene Bericht über die Münchener Naturforscherversammlung belehrte. Doch ist seit der ersten Veröffentlichung in den Comptes rendus (siehe auch Zeitschrift für physikalische Chemie 2 b. 362) und dem von ihm selbst veröffentlichten Vortrage in der Deutschen Chemischen Gesellschaft (Dezember 1898) keine authentische Veröffentlichung über Krypton erschienen oder wenigstens uns

[1]) Sitzungsberichte 1900. 16. p. 212.

bekannt geworden, so dass wir keinen Grund sahen, die einmal begonnene Arbeit zu unterbrechen.

Nachdem wir erfahren hatten, dass die Fabrik Rhenania bei Aachen eine Linde'sche Luftverflüssigungsmaschine aufgestellt habe, welche 50 *l* flüssiger Luft pro Stunde zu liefern im stande sei, sind wir mit dieser in Verhandlung getreten, und es wurde uns gegen Entschädigung gestattet, den Verdampfungsrückstand von 1000 *l* flüssiger Luft für unsere Zwecke zu benutzen. Leider kamen bei der Maschine mehrere Betriebsstörungen vor, so dass es drei Wochen dauerte, bis eine Menge von 850 *l* flüssiger Luft gewonnen war, deren bis auf 3 *l* verdampften Rückstand der eine von uns (K.) in zwei versilberten Dewar'schen Flaschen hierher brachte, wo wir sie in dem Masse, als sie verdampfte, in grossen Gasometern auffingen. Es wurden 2300 *l* Gas erhalten, welche durch glühendes Kupfer von Sauerstoff befreit wurden. Aus den restierenden 120 *l* wurde der Stickstoff entfernt, wobei wir im wesentlichen die von Lord Rayleigh und Ramsay zur Isolierung des Argons angegebenen Methoden benutzten. Die letzten Anteile des Stickstoffes wurden stets durch Funken mit überschüssigem Sauerstoff über Kalilauge oxydiert und der zurückbleibende Sauerstoff durch pyrogallussaures Kalium absorbiert. Dass so eine fast vollständige Entfernung des Sauerstoffes erzielt wurde, zeigte eine Probe, die, mit gelbem Phosphor behandelt, nur eine äusserst geringe Absorption erkennen liess.

Zum Funken über Kalilauge haben wir uns Glasgefässe herstellen lassen, die sich sehr gut bewährten. Aus diesen Gefässen wurde das Gas nach dem Trocknen durch Phosphorsäureanhydrid in mehrere Ramsay'sche Gasometer übergefüllt. Bei solchen Operationen müssen selbstverständlicherweise alle Zwischenteile ganz luftleer gepumpt werden, wozu wir uns einer Stuhl'schen Quecksilberluftpumpe bedienten, die zu unserer grossen Zufriedenheit arbeitete.

So wurden schiesslich 3.5 *l* Gas erhalten, die nun in flüssiger Luft kondensiert wurden. Das Kondensationsgefäss, welches die Drähte und die Lötstelle des als Thermometer dienenden Thermoelementes eingeschmolzen enthielt, wurde, ehe das Gas eingeleitet wurde, vollständig luftleer gepumpt. Das Gas verdichtete sich leicht und vollständig unter etwas erhöhtem Druck (den man durch Heben des mit dem Gasometer verbundenen Quecksilberreservoirs herstellt) zu einer durchsichtigten farblosen Flüssigkeit; daneben entstanden kleine Mengen von farblosen Krystallen.

Nun wurde durch Herausziehen des Kondensationsgefässes aus der flüssigen Luft das verflüssigte Gas zum Sieden gebracht und in verschiedenen Gasometern, je nach der Siedetemperatur, aufgefangen (d. h. fraktioniert).

Die Temperatur stieg rasch von -189^0 bis auf -181.2^0; da wurde sie ziemlich konstant, und etwa 2.5 *l* Gas wurden hier in Flasche 2, 3 und 4 aufgefangen, während Flasche 1 das zwischen -189^0 und -181^0 siedende enthielt. Dann stieg die Temperatur rasch bis auf -153^0, wo die letzten Anteile von Flüssigkeit verdampften. Dieser Teil wurde in Flasche 5 aufgefangen. Schliesslich blieb ein krystallinischer Rückstand, der bei etwa -147^0 schmolz und dann rasch verdampfte und in Flasche 6 aufgefangen wurde.

Die Gase von Flasche 2, 5 und 6 wurden nun sowohl auf ihre Dichtigkeit wie auf ihr spektralanalytisches Verhalten untersucht.

Gas aus Flasche 2 (Siedepunkt -181.2^0): dieses zeigte ein sehr vollständiges Argonspektrum, daneben war die grüne Kryptonlinie (aber nicht die gelbe) deutlich zu sehen. Die Dichtigkeit des Gases ward zunächst zu 38.6 gefunden. Als aber das Gas von neuem mit O gemengt über Kalilauge gefunkt, dann von O befreit und getrocknet wurde, zeigte es eine Dichtigkeit von 40.34.

Gas aus Flasche 5 (Siedepunkt — 170° bis — 153°). Auch hier war noch ein schönes Argonspektrum zu sehen, daneben aber ein sehr deutliches Kryptonspektrum, aus dem sich die Linie D_4 und die grüne Linie glänzend hervorhob. Die Bestimmung der Dichte ergab 42.21 (auf O = 32), woraus hervorgeht, dass man es mit einem Gemenge von Argon und Krypton zu thun hat, in dem das erstere den Hauptteil bildet.

Die Untersuchung des Gases aus Flasche 6 lieferte unerwartete Resultate: hier war ein ausgezeichnetes Kryptonspektrum vorhanden, aus dem die Linie D_4, 586.9 $\mu\mu$ und die grüne Linie 558.1 $\mu\mu$ hellglänzend wie Wasserstofflinien hervorleuchteten. Ausserdem waren einige Linien, die wir geneigt waren für Argonlinien zu halten, ganz schwach sichtbar. Die Frage, ob hier wirklich noch Argon vorhanden sei, schien uns von Wichtigkeit und ihre Bejahung um so zweifelhafter, als die charakteristischste Argonlinie (nach unserem Ermessen), die Orangelinie mit der Wellenlänge 603.3 $\mu\mu$, ebenso wie die brechbarsten violetten Linien total fehlten. Wir haben deshalb unser Kryptonspektrum einer genauen Untersuchung unterzogen und eine grosse Zahl von Linien gemessen.«

Die genannten Forscher geben in einer Tabelle ein Verzeichnis der Linien des Argonspektrums, welche Crookes gemessen hat, sowie der von ihnen selbst gemessenen Linien desselben, dann ein Verzeichnis der von ihnen gemessenen Linien des Kryptonspektrums und der von Ramsay und Travers gemessenen Linien desselben, sämtlich nach Wellenlängen geordnet. Erläuternd bemerken sie zu diesen Verzeichnissen:

»Man sieht aus der Zusammenstellung, dass zehn Linien unseres Kryptonspektrums, darunter sieben in Rot, mit Argonlinien zusammenfallen, dass aber einige der hellsten Argonlinien, ebenso wie das ganze violette Ende des Argonspektrums, in unserem Spektrum nicht vorkommen. Wie uns scheint, muss man daraus schliessen, dass entweder nur sehr wenig Argon oder nur ein Bestandteil des Argons in unserem Krypton enthalten ist.

Die Dichtebestimmung unseres Gases ergab die Zahl 58.81 auf Sauerstoff 32 bezogen. Die beobachteten Daten waren die folgenden: Gewicht des Gases: 0.0391, Volum der Kugel: 16.364 *ccm*, reduzierter Barometerstand: 739.4 *mm*, Temperatur: 19°.

Bei der kleinen Menge von Gas und der nicht über 0.0001 *g* gehenden Genauigkeit unserer Wage müssen wir den Fehler unserer Bestimmung auf 1% schätzen.

Zur Kontrolle dieser Dichtigkeitsbestimmung, deren Resultat uns doch sehr überraschte, haben wir das Gas von neuem mit Sauerstoff gemengt und über Kalilauge gefunkt. Dabei fand eine nicht unbedeutende Volumabnahme statt, so dass wir glaubten, unser Gas sei noch stickstoffhaltig gewesen. Später stellte sich aber heraus, dass unser Sauerstoff, den wir stickstofffrei hielten, noch nicht vollständig rein war.

Ausdrücklich aber müssen wir hier hervorheben, dass wir jetzt so lange funkten, bis selbst nach Stunden keine Volumabnahme stattfand, so dass wir sicher sein konnten, keinen Stickstoff mehr in unserem Gas zu haben. Dann wurde dasselbe durch pyrogallussaures Kalium von Sauerstoff befreit und über Quecksilber aufgefangen, wo es noch über gelbem Phosphor und frisch geschmolzenem Kalium 40 Stunden stehen gelassen wurde. Alsdann wurde eine neue Dichtigkeitsbestimmung ausgeführt. Die Daten waren jetzt die folgenden: Gewicht des Gases: 6.0394, Volum desselben: 16.364 *ccm*, Temperatur: 17.5°, reduzierter Barometerstand: 743 *cm*. Daraus berechnet sich die Dichte auf O = 32 bezogen zu 58.67, also in bemerkenswerter Übereinstimmung mit der zuerst gefundenen Zahl 58.81. Daraus geht mit Sicherheit hervor, dass das Krypton keinen Stickstoff mehr enthielt, und da ihm, wie oben aus der spektralanalytischen Untersuchung gefolgert wurde, nur wenig Argon beigemengt ist, so darf man es wohl als nahezu rein ansehen. Dieser Schluss wird wesentlich gestützt durch

die Thatsache, dass dieses Gas aus einem krystallinischen Körper entstanden ist, was doch zweifellos für die Einheitlichkeit desselben spricht.

Dann aber fragt es sich, welche Stellung dem Krypton in der periodischen Reihe zukommt, wenn man die Zahl 58.8 für die Dichte als nahezu richtig ansieht. Wir glauben, dass man die neue Gruppe von Elementen in der Luft vor Gruppe I setzen könnte, so dass He = 4 vor Lithium, Ne = 20 vor Natrium, A = 39 vor Kalium, und schliesslich Kr = 59 vor Kupfer zu stehen käme.

Doch ist dies nur eine Hypothese, die einer weitern Prüfung bedarf. Hiermit sind wir beschäftigt, indem sich durch den festen Aggregatzustand des Kryptons vielleicht ein neuer, weit einfacherer Weg zu seiner Gewinnung bietet, den wir auch schon betreten haben.

Dieser besteht in der Verarbeitung der in der flüssigen Luft fest abgeschiedenen Teile, welche offenbar neben Kohlendioxyd Krypton enthalten werden, wenn die Löslichkeit in flüssiger Luft nicht genügt, um alles vorhandene Krypton in Lösung zu halten.«

Der Kohlensäuregehalt der Luft auf dem Mont Blanc ist von St. Maurice de Thierry an zwei Stationen, in 1080 *m* Seehöhe und in 3050 *m* Höhe auf dem Observatorium der Grands Mulets bestimmt worden.[1])

Er bediente sich der Methode, welche zu Montsouris bei den regelmässigen Kohlensäurebestimmungen benutzt wird. Seine Apparate waren dieselben drei Pettenkofer'schen Röhren, durch welche in sehr langsamem Strome 150 *l* Luft gesogen wurden; auf den Grands Mulets wurde am 20. August 1898, in Chamonix am 5. September gemessen. — Es ergab sich auf den Grands Mulets der Gehalt der Luft zu 26.9 *l* in 100 *cbm*, in Chamonix zu 26.2 *l*, während an den beiden Beobachtungstagen die Messungen in Montsouris im Mittel 32.1 *l* auf 100 *cbm* Luft ergeben haben. Die Menge der Kohlensäure nimmt daher nur sehr wenig mit zunehmender Höhe ab, was übrigens bereits Saussure 1828 gefunden hatte.

Brennbare Gase in der Atmosphäre. Behufs Nachweisung von solchen hat A. Gautier[2]) sehr genaue Luftanalysen mit einem Apparate ausgeführt, der grosse Mengen atmosphärischer Luft langsam durch jede Spur von Feuchtigkeit und von Kohlensäure absorbierende Stoffe zu leiten gestattete, dann durch eine lange Röhre mit auf 650—700° erhitztem Kupferoxyd streichen liess und sowohl die hierbei entstandene Menge des Wassers als die der Kohlensäure zu messen erlaubte. Zunächst wurde die Luft im Zentrum von Paris, die 3.5 *m* über dem Erdboden entnommen war, in den verschiedenen Jahreszeiten untersucht. Im Mittel aus 21 bei verschiedenen Witterungsverhältnissen ausgeführten Messungen erhielt Gautier nach Überleiten über eine Kupferoxydsäule von 0.30 *m* Länge in 100 *l* Luft 1.96 *mg* H und 6.80 *mg* C. Als er aber dann die Luft statt durch eine Röhre mit CuO durch drei hintereinander geschaltete Röhren, von denen die zweite 0.40, die dritte

---

1) Compt. rend. **129.** p. 315.

2) Compt. rend. **130.** p. 1667.

0.80 *m* lang war, ziehen liess, nahm die Menge dieser Gase zu; er fand nun in 100 *l* Luft im Mittel H = 3.96 *mg* und C = 12.45 *mg*. Diese Mengen wurden jedoch schon erhalten, wenn die Luft nur durch zwei Röhren gestrichen war; die dritte hatte keinen Einfluss mehr, d. h. es war nun definitiv aller Wasserstoff und aller Kohlenstoff der atmosphärischen Luft entzogen. Das Verhältnis der beiden Gase zu einander schwankte um 3, und diese Mengen änderten sich nicht unter den verschiedensten Witterungsverhältnissen. Der hieraus abzuleitende Schluss, dass die Pariser Strassenluft stets eine kleine Menge von Sumpfgas enthalte, wäre aber ein übereilter, denn ein direkter Versuch, in welchem eine kleine Menge Methan in derselben Weise mit kohlensäurefreier Luft verdünnt über CuO verbrannt wurde, gab für das Verhältnis C/H nicht die theoretische Zahl 3, sondern nur 2.44, weil der Wasserstoff schneller verbrennt als der Kohlenstoff. Weitere Versuche ergaben gleichwohl, dass die Atmosphäre Sumpfgas enthält, aber gemischt mit freiem Wasserstoff und andern kohlenstoffreichen Kohlenwasserstoffen.[1])

Die Untersuchung von reiner Waldluft ergab in drei Fällen[2]) einen mittlern Gehalt von H = 1.54 *mg* und von C = 3.4 *mg*; das Verhältnis zwischen beiden war somit auf 2.2 gesunken, so dass hier bereits eine Beimischung von H zum Methan vorzuliegen schien. Weiter wurde die Luft in vegetationsfreiem Hochgebirge (in den Pyrenäen in einer Höhe von 2400 *m*) nach der gleichen Methode analysiert und im Durchschnitte 1.97 *mg* Wasserstoff neben 0.66 *mg* Kohlenstoff in 100 *l* Luft gefunden. Hier war also das Verhältnis C/H schon auf 0.33 gesunken, und mit der Höhe, wie mit der Entfernung von animalischen und vegetabilischen Einflüssen schien die Menge der Kohlenwasserstoffe in der Luft zu schwinden, während freier Wasserstoff fast in der Menge von zwei Zehntausendsteln vorhanden war. Da aber selbst im Gebirge kümmerliche Pflanzen nicht fehlen, und Gärungsvorgänge nicht ganz ausgeschlossen sind, wurden schliesslich noch Analysen von Meeresluft, und zwar während der Herbstäquinoktien angestellt, wo die mehrere Tage anhaltenden NW Winde ganz reine Meeresluft den Küsten der Bretagne zuführten. Auf dem 40 *km* vom Lande entfernten Leuchtturme von Roches-Douvres konnte Gautier seine Apparate aufstellen und die Luft auf ihren Gehalt an Kohlenwasserstoff, bezw. andern brennbaren Gasen untersuchen. Im Mittel dreier hinreichend lange fortgesetzter Messungen wurde in 100 *l* Luft bei 0^{0} und 760 *mm* Druck 1.21 *mg* Wasserstoff und 0.0 *mg* Kohlenstoff gefunden. Die Vermutung, dass bei Ausschluss jeder Erdausströmung der Gehalt an Kohlenwasserstoff verschwinden werde, hat sich voll bestätigt, während der Gehalt an Wasserstoff, und zwar von etwa zwei Zehntausendsteln, zur normalen Zusammensetzung der Luft zu gehören scheint.

[1]) Naturwissenschaftliche Rundschau 1900. No. 32.
[2]) Compt. rend. 131. p. 13 u. 86.

Über Irrlichter macht W. Müller, neben Anführung bereits bekannter älterer Beobachtungen interessante Mitteilungen.[1]) Hiernach sind die Zeugnisse für das Vorkommen der Irrlichter vielfach so einwandfrei und zugleich so zahlreich, dass keinerlei Zweifel daran mehr berechtigt erscheint.

»Fragt man sich aber, was sind die leuchtenden Gase, und wie entstehen sie, so muss man rückhaltlos zugeben, dass eine irgend befriedigende Antwort auf diese Frage bis heute nicht gefunden ist. Bessel fordert das wissenschaftliche Bremen auf, durch Exkursionen nach dem Moore das Wesen und die Ursache der Irrlichter zu erforschen. Das nächste dazu wäre das Aufsammeln der das Licht ausstrahlenden Gase, aber bei der Seltenheit der Erscheinung und ihrer leichten Veränderlichkeit ist wenig Aussicht vorhanden, dass rechtzeitig Gasbehälter zur Stelle wären. Die erste Möglichkeit, den Thatbestand genauer festzustellen, könnte sich noch dem Amateurphotographen bieten, der mit seinem Apparate Wald und Feld durchstreift, um sich von allem Sehenswürdigen ein unbedingt naturtreues Bild zu verschaffen.

Da Phosphorwasserstoff als ein an der Luft von selbst entzündliches Gas uns bekannt ist, so war es natürlich, dass man bei den Irrlichtern zunächst an dieses Gas dachte. Aber sein Verbrennen mit knoblauchartigem Geruche und unter Bildung von weissen leuchtenden Dämpfen ist von der Beschreibung fast aller Irrlichter so abweichend, dass man die gewöhnliche Ursache derselben im Phosphorwasserstoff nicht suchen darf. Nun hat zwar Hirzel den Nachweis geführt, dass schon eine geringe Beimengung von Phosphorwasserstoff zur Sumpfluft diese zum Leuchten bringt, aber es gehört Phosphorwasserstoff dazu, und dessen Entstehen ist eben schwer begreiflich. Tapeiner hat durch Zusatz von Schlamm oder durch Impfen einer einprozentigen Fleischextraktlösung für sich und der mit künstlicher Nährflüssigkeit versetzten Lösung ganz verschiedenartig zusammengesetzte Gemenge von Wasserstoff, Sumpfgas und Kohlensäure hervorgerufen. Phosphorwasserstoff war nicht darunter, und es war ein voreiliger und durchaus unberechtigter Schluss, dass man mit den Schlammbazillen je nach der Nährflüssigkeit alle möglichen Arten von Sumpfluft und auch selbstleuchtende erzeugen könnte, mit andern Worten, dass man dem Irrlichtbazillus auf der Spur wäre. Dazu gehörte, erst einen Bazillus aufzufinden, der etwa die vielverbreitete Phosphorsäure in Phosphorwasserstoff überführen könnte. Bis heute ist ein solcher Bazillus nicht bekannt, und so fehlt uns überhaupt jeder nähere Anhalt für die Erklärung, wie die brennbare Sumpfluft von selbst entzündet oder zum Leuchten gebracht werden kann. Dass diese Erklärung bisher vergebens gesucht wurde, beweist jedoch ihre Unmöglichkeit keineswegs. Wir sehen also in dem Irrlichte phosphoreszierende Luft, weshalb sie

---

[1]) Gaea 1900. p. 591.

phosphoresziert, ob durch Beimengung von Phosphorwasserstoff oder von andern Gasen, das wissen wir nicht. Das auffallende Aufleuchten der grössern Flammen in weiterem Abstande vom Erdboden ist vielleicht darauf zurückzuführen, dass zunächst die bei aller Sumpfluft mit aufsteigende und dem Leuchten hinderliche Kohlensäure wegen ihres hohen spezifischen Gewichtes und der langsamen Diffusion teilweise unten sich ausscheidet, mehr lässt sich heute begründet nicht aussagen. Versuche mit Sumpfluft unter Zugabe der verschiedensten fremden Gase sind vermutlich am ersten geeignet, weitere Aufklärung zu bringen. Wie in den einzelnen Berichten meist schon angegeben ist, werden die Irrlichter entweder als kleine Flammen und oft nicht höher als diejenige einer Kerze beschrieben, oder man bezeichnet sie als flammenartig, oder in anderer Form glühende Luftmassen von viel grösserem Umfange. Im ersten Falle hat man sie wiederholt, doch nicht immer ziemlich oder sogar recht zahlreich gesehen, im letzten Falle waren sie stets vereinzelt. Ob die verschiedenen in Deutschland für die Erscheinung gebräuchlichen Bezeichnungen: Irrwisch, Lüchtemänniken, feuriges Männlein, feuriger Mann, gleuniger Keerl mit ihrer Grösse oder Form zusammenhängen, konnte in keinem Falle bestimmt ermittelt werden und lässt sich deshalb nicht entscheiden.«

Kimmtiefen-Beobachtungen sind von K. Koss an 48 über den Zeitraum vom November 1898 bis Oktober 1899 gleichmässig verteilten Tagen von Verudella bei Pola aus angestellt worden.[1])

Mit einem astronomischen Universale und mit einem Präzisions-Nivellierinstrumente wurden vom Morgen bis zum Abende Zenithdistanzen des freien Meereshorizontes aus drei Augenhöhen und dazu fortlaufend Luft- und Wassertemperaturen gemessen, letztere von einem Dampfboote in See. Aus den zur Verwendung gelangten 360 Zenithdistanzen der Kimm aus 10 *m*, 740 Zenithdistanzen aus 16 *m*, 160 Zenithdistanzen aus 42 *m* Augenhöhe, sowie den Beobachtungen auf der »Pola« im Roten Meere. 260 Zenithdistanzen aus 6.5 *m* und mehr als 1000 Temperaturmessungen ergiebt sich u. a. folgendes:

1. Die Kimmtiefe ändert sich mit dem Unterschiede zwischen der Luft- und der Wassertemperatur, ohne dass Luftdruck, Feuchtigkeit oder Bewölkung merklich darauf einwirkten.

2. Der Betrag, um den die Kimm gehoben oder gesenkt wird — bis zu 3′ auf oder ab — kann für verschiedene Temperaturdifferenzen berechnet werden wie folgt:

bei 6.5 *m* Augenhöhe	. . .	Hebung $= 2.12 \cdot \Delta + 15$:
10.2 *m*	. . .	Hebung $= 2.144 \cdot \Delta + 17.9$:
15.9 *m*	. . .	Hebung $= 2.207 \cdot \Delta + 27.5$:
41.8 *m*	. . .	Hebung $= 2.096 \cdot \Delta + 36.0$:

worin Δ der Unterschied: Lufttemperatur — Wassertemperatur in Zehntelgraden ist; die Hebung (negativ Senkung) giebt zu der geodätischen, d. i. ohne Refraktion berechneten Kimmtiefe dazugelegt, die jeweils als Reduktion einer beobachteten Gestirnshöhe zu verwendende Kimmtiefe.

[1]) Mitteilungen aus dem Gebiete des Seewesens 1900.

3. Die Hebung (Senkung) wird durch die Abnahme der Temperatur mit der Höhe bewirkt; dieses Temperaturgefälle macht, wenn Luft und Wasser gleich warm sind, eine Abnahme von 0.016° pro Meter aus (1° auf 60 *m*) und wird durch einen Unterschied zwischen Luft- und Wassertemperatur geändert; ist das Wasser wärmer (kälter) als die Luft, so wird durch den Wärmeaustausch, den der Wind fortwährend unterhält, die dem Wasser nächste Schicht erwärmt (abgekühlt) und hierbei immer gewechselt, wodurch auch die Temperaturabnahme mit der Höhe vergrössert (verkleinert) wird. Diese Änderung ist in den untern Luftschichten stärker als in den obern.

4. Die gegebenen Grössen gelten für den Fall, dass eine Brise von mindestens Stärke 2—3 die Luft gut durchmischt. Bei schwächerem Winde kann sich warme Luft in der Höhe ansammeln und über der kältern untern liegen bleiben, wodurch eine besonders starke Hebung der Kimm entsteht.

In solchen und in andern ähnlichen Fällen hat sich die Kimm in verschiedenen Richtungen verschieden tief gezeigt.

14. Temperatur.

Die Absorption der Sonnenwärme in der Atmosphäre war Gegenstand einer mathematischen Untersuchung von Dr. P. Schreiber.[1]) Als Einheit nimmt er Kubikmeter, Tonne und Tonnenkalorie (= 1 Million Grammkalorien) und für die Solarkonstante bei senkrechtem Auffalle der Strahlen pro Quadratcentimeter und Minute den Wert von drei kleinen Kalorien, von denen jede gleich der Wärmemenge ist, welche 1 Gramm (1 Kubikcentimeter) Wasser um 1° erwärmt.

Verf. berechnet zunächst die die Erdoberfläche betreffenden Wärmemengen ohne Rücksicht auf die teilweise Absorption der Strahlen in der Atmosphäre, darauf mit angenäherter Rücksicht auf dieselbe. Die folgende Tabelle giebt gemäss dieser Berechnungen für die Mitte jedes Monates, die Tagesmengen der Sonnenstrahlung auf einen horizontalen Quadratmeter in Tonnenkalorien ohne Berücksichtigung der Absorption. Es bezeichnet dann δ die Deklination der Sonne, φ die ganze Breite.

Mitte	δ	$\varphi = 0$	10	20	30	40	50	60	70	80	90° n. B.
Januar . .	—22°	12.8	11.1	9.3	7.3	5.1	3.0	1.0	0.0	0.0	0.0
Februar .	—14	13.3	12.2	10.7	9.1	7.0	4.9	2.8	0.8	0.0	0.0
März . . .	— 2	**13.8**	13.3	12.6	11.5	10.0	8.2	6.2	4.0	1.8	0.0
April . . .	+10	13.6	14.0	14.0	13.6	12.8	11 8	10.3	8.6	7.4	7.4
Mai	+20	12.9	**14.0**	14.6	15.1	15.1	14.6	14.0	13.9	14.6	14.7
Juni . . .	+23	**12.6**	13.9	**15.0**	**15.4**	**15.8**	**15.8**	**15.6**	**16.2**	**17.0**	**17.3**
Juli	+22	12.8	**14.0**	14.8	15.3	15.4	15.3	15.0	15.3	16.0	16.2
August .	+14	13.3	14.0	14.2	14.0	13.8	12.9	11.8	10.6	10.2	10.4
September	+ 2	**13.8**	13 6	13.2	12.4	11.0	9.3	7.5	5.5	3.2	1.5
Oktober .	— 8	13.6	12.9	11 8	10.3	8.5	6.6	4.4	2.2	0.1	0.0
November	—18	13.1	11.7	10.1	8.1	6.0	4.0	1.8	0.3	0.0	0.0
Dezember	—23	**12.6**	**11.0**	**9.1**	**7.0**	**4.8**	**2.6**	**0.7**	**0.0**	0.0	0.0

[1]) Abhandlungen des Königl. sächs. meteorolog. Institutes Heft 4. Leipzig 1899.

Multipliziert man diese Tagesmengen mit der Anzahl der Monatstage, so erhält man, hinlänglich genau, die Monatssummen.

Um den Einfluss der Absorption recht hervortreten zu lassen, nimmt Dr. Schreiber an, dass der Durchlässigkeitskoeffizient p, d. h. der Bruchteil der Wärmestrahlen, welcher bei senkrechtem Auffallen an der Erdoberfläche ankommt, 0.6 sei, die Absorption also 0.4 betrage, eine Annahme, die mit derjenigen Langley's sich ziemlich deckt. Unter dieser Annahme findet er folgende Tagesmengen der Sonnenstrahlung auf einen horizontalen Quadratmeter in Tonnenkalorien.

Mitte	δ	$\varphi=0$	10	20	30	40	50	60	70	80	90° n. B.
Januar . .	−22°	6.05	4.95	3.71	2.47	1.24	0.41				
Februar . .	−14	6.44	5.77	4.67	3.57	2.34	1.10	0.27			
März . . .	− 2	6.87	6 60	5.91	5.08	3.99	2.75	1.51	0.55		
April . . .	+10	6.60	7.00	6.87	6.46	5.78	4.81	3.57	2.34	1.10	0.55
Mai	+20	6.19	6.87	7.28	7.42	7.16	6.60	5.77	4.67	3.71	3.30
Juni	+23° 28′	5.90	6.87	7.42	7.70	7.56	7.15	6.46	5.64	4.95	4.81
Juli	+22	6.05	6.87	7.42	7.56	7.43	7.02	6 19	5.23	4.40	4.12
August . .	+14	6.44	7.00	7.15	6.87	6.32	5.50	4.40	3.16	1.92	1.24
September	+2	6.87	6.73	6.32	5 64	4.53	3.43	2.20	0.96	0.14	
Oktober . .	− 8	6.73	6.19	5 36	4.40	3.16	1.93	0.83	0.14		
November	−18	6.32	5.36	4.27	3.02	1.79	0.83	0.14			
Dezember .	−23° 28′	5.90	4.81	3.57	2.34	1.10	0.27				

Durch Multiplikation der für die Mitte eines Monates geltenden Tagesmengen mit der Zahl der Monatstage wird man genügend genau die Monatssummen berechnen können. Verf. kann diesen Zahlen einen besondern Wert nicht zuerkennen. Dagegen haben die Jahressummen ein gewisses Interesse, und er giebt deshalb folgende sehr abgerundete Zahlen für mehrere Durchlässigkeitsgrade.

Jahressummen der Strahlung
auf einen horizontalen Quadratmeter in Tonnenkalorien.

φ	p = 1.0	p = 0.9	p = 0.8	p = 0.7	p = 0.6
0°	4800	4100	3500	2900	2300
10	4700	4000	3400	2800	2200
20	4500	3800	3200	2600	2100
30	4200	3500	2900	2400	1900
40	3800	3100	2500	2000	1600
50	3300	2600	2100	1600	1200
60	2700	2100	1600	1200	900
70	2300	1700	1200	900	700
80	2100	1400	1000	700	500
90	1900	1400	900	600	400

Ferner untersucht Dr. Schreiber die wichtigsten bisher angewandten Methoden zur Bestimmung der Intensität der Sonnenstrahlung. Zunächst behandelt er das Violle'sche Aktinometer, entwickelt die Formeln zur Berechnung der Beobachtungen und giebt



Fig. 1.



Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

Fig. 2.

Jahrbuch XI, 1900.
Tafel IV.

Waldverwüstung durch die Trombe von Borås am 3. Juli 1899.

die Violle'sche Berechnungsmethode an der Hand der Messungen Langley's, wobei er zeigt, dass die Theorie Violle's nur ein unter gewissen Bedingungen zulässiges Näherungsverfahren ist. Das letztere gilt nach Schreiber auch von Pouillet's Methode. Schliesslich kommt Dr. Schreiber zu dem Ergebnisse, dass die Resultate Langley's, Violle's und fast aller andern Forscher auf diesem Gebiete nur mit Misstrauen aufzunehmen sind, und eine gründliche Revision ihrer Rechnungen, soweit dies noch möglich, durchaus nötig sei. Hierauf giebt er die Entwickelung eines Verfahrens zur korrekten Berechnung der Absorption des Lichtes in der Atmosphäre unter der Annahme, dass deren Grösse durch die Masse des absorbierenden Mediums bedingt ist.

Die Hauptsätze über die Temperaturverteilung in der Erdatmosphäre hat Prof. W. Köppen in folgender Weise zusammengefasst,[1]) die in einigen Punkten von der bis jetzt gebräuchlichen abweicht.

I. Hauptsätze über die horizontale Temperaturverteilung auf der Erdoberfläche.

Neun grosse Prinzipien sind es hauptsächlich, welche diese Verteilung im horizontalen Sinne bestimmen.

A. Wirkungen der Unterschiede in der Sonnenstrahlung.

1. Das Jahresmittel der Temperatur nimmt vom Äquator nach den beiden Polen ab, wegen der abnehmenden Summe der Sonnenstrahlung.

2. Die jahreszeitlichen Unterschiede in der Temperatur nehmen vom Äquator nach den Polen zu, weil die jahreszeitlichen Unterschiede in den zugestrahlten Wärmemengen in derselben Richtung wachsen.

Ihren einfachsten numerischen Ausdruck erhalten diese zwei Sätze durch die folgenden mittlern Temperaturen der Breitegrade (Mittel aus den beiden Berechnungen von Spitaler und Batchelder):

Geographische Breite		0	10	20	30	40	50	60	70	80°
Nördliche Halbkugel	Jahr	26.2	26.7	25.3	20.3	14.0	5.7	— 1.0	—10.0	—16.7
	Januar	26.4	25.8	21.9	14.6	4.9	— 7.0	—15.8	—26.0	—33.5
	Juli	25.6	26.9	28.3	27.3	24.0	18.1	14.0	7.0	1.8
	Differ.	0.8	1.1	6.4	12.7	19.1	25.1	29.8	33.0	35.3
Südliche Halbkugel	Jahr	26.2	25.3	23.0	18.4	12.0	5.6	— 0.6	—	—
	Januar	26.4	26.3	25.4	21.8	15.6	8.3	1.6	—	—
	Juli	25.6	23.9	20.0	14.1	9.0	2.9	(— 3.8)	—	—
	Differ.	0.8	2.4	5.4	7.2	6.6	5.4	(5.4)	—	—

In diesen Zahlen sind aber auch die Wirkungen des verschiedenen Raumanteiles von Land und Wasser mit enthalten, entsprechend den Sätzen 4 und 5.

3. Die Beeinträchtigung der Strahlung durch Bewölkung wirkt am Tage, im Sommer und in niedriger Breite abkühlend, in der Nacht, im Winter und in hohen Breiten erwärmend. An ganz trüben Tagen weicht die Lufttemperatur durchschnittlich um folgende Grössen vom Mittel der ganz heitern Tage ab:

	um 3 Uhr nachm. im Sommer	um 6 Uhr morgens im Winter
in St. Petersburg	—7°	+16°
in Tiflis	—8°	+ 6°

[1]) Köppen, Klimalehre. Leipzig 1899. — Meteorologische Zeitschrift 1900. p. 183.

B. Wirkungen der thermischen Verschiedenheit von Wasser und Land.

4. Die Abnahme des Jahresmittels der Temperatur vom Äquator zum Pol ist grösser über dem Lande, als über dem Wasser, wegen der Beweglichkeit des Wassers und seiner grössern Befähigung zur Aufspeicherung der Wärme. Die Oberfläche des Wassers ist durchschnittlich in niedern Breiten etwas kühler, in höhern bedeutend wärmer, als die unterste Luftschicht, besonders bei Lufttemperaturen unter Null über offenem Wasser.

Nach einer Berechnung, die Zenker auf theoretischer Grundlage mit Hilfe von Erfahrungskonstanten durchgeführt hat, und die sich den beobachteten Werten befriedigend anschliesst, ist die Normaltemperatur der untersten Luftschicht im Landklima (L) und Seeklima (S):

Breite	0	10	20	30	40	50	60	70	80	P.
L . . .	34.6	33.5	30.0	24.1	15.7	5.0	—7.7	—19.0	—24.9	—26.1
S . . .	26.1	25.3	22.7	18.8	13.4	7.1	0.3	—5.2	—8.2	—8.7

5. Aus denselben Ursachen ist der Temperaturunterschied der Jahres- und Tageszeiten auf dem Lande grösser als auf dem Meere, und verspäten sich die Wendepunkte der Jahresperiode auf dem letztern. In derselben Breite von ca. 60° N ergeben sich im Durchschnitte von neun Stationen in Sibirien die mittlern Monatstemperaturen der Reihe L, in jenem von fünf Inselstationen auf dem Atlantik die der Reihe S, beide in ganzen Graden:

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oktober	Nov.	Dez.
L . .	—29	—24	—15	—4	6	16	19	15	8	—4	—19	—27°
S . .	4	4	4	6	8	11	12	12	11	8	6	5°

Stellt man die Mitteltemperaturen des wärmsten und kältesten Monates einiger Orte Europas und Asiens zusammen, die ungefähr auf 52° nördl. Br. liegen, so erkennt man die stetige Zunahme der Winterkälte und der Sommerwärme von der Westküste nach dem Innern des Festlandes deutlich. Der Unterschied dieser Monate nimmt auf dieser Strecke von 8 auf 52° zu.

	Valentia (Irland)	Münster (Westf.)	Warschau	Orenburg	Irkutsk (490 *m*)	Nertschinsk (600 *m*)
Januar .	7.3	1.3	—4.3	—15.3	—20.8	—33.6
Juli . .	15.1	17.3	18.7	21.6	18.4	18.2

6. Gegen abkühlende Einflüsse verhält sich mit hinreichend dickem Eis bedecktes Wasser wie Land und zeigt mit Schnee bedecktes Land die Eigenschaften des Landes in erhöhtem Masse. Gegen Erwärmungen hingegen, die über den Gefrierpunkt hinausführen, verhalten sich beide noch stumpfer, als Wasser.

C. Wirkungen der Winde und Meeresströmungen.

7. Die Bewegung der Luft wirkt, auch wo sie nicht überwiegend nach einer Richtung geschieht, auf die durch Unterschiede in der Ein- oder Ausstrahlung erzeugten Temperaturunterschiede mässigend ein. Durch die vorherrschenden Winde werden diese Temperaturverhältnisse in deren Richtung verschoben: Winde von der Polarseite des Horizontes bringen die Kälte, solche von der Äquatorialseite die Wärme in andere Breiten, landeinwärts wehende Winde bringen das Seeklima auf das Land, seewärts wehende das Landklima auf die See.

Die Richtung, aus der die durchschnittlich wärmsten und kältesten Winde kommen, stellt sich deshalb verschieden, und zwar nach Hann so:

Richtung		NW-Europa	Deutschland	Mittel-Russland	W-Sibirien	O-Asien	Östliche Union
Winter .	kältester	ONO	NO	NNO	N	NW	NNW
	wärmster	SW	SW	SSW	SSW	SSO	SSO
Sommer .	kältester	NNW	NNW	NW	NNW	—	NO
	wärmster	SO	SO	SO	SSO	—	SSW

Der Unterschied beträgt im Winter in Westsibirien 11°, in Deutschland 7°, in NW-Europa nur 5.5°; im Sommer allgemein 3—4.5°. Sehr gemildert wird er dort, wo nach der Seite der kältesten Winde ein Gebirge liegt oder ein Wasserbecken, das sie vorwärmt; so ist z. B der erwärmende Einfluss der Ostsee auf den NO in Hamburg oft bemerkbar.

Wegen des Vorherrschens der westlichen Winde in den gemässigten Zonen haben die Orte gleicher Breite in Westsibirien ein weniger kontinentales Klima, insbesondere geringere Jahresschwankung der Wärme als Nikolajewsk, obwohl erstere recht im Zentrum des alten Kontinentes, letzteres an der Ostküste Asiens liegt.

8. Ebenso verschieben die Meeresströmungen die Temperaturverhältnisse in der Richtung ihrer Bewegung: polwärts fliessende sind relativ warm, äquatorwärts fliessende oder aus der Tiefe aufgestiegene Wassermassen sind kalt und beeinflussen auch die auf ihnen liegende Luft in gleichem Sinne.

Die Luft über den warmen Meeresströmungen — dem Golfstrome, Kuro Siwo, Brasilien- und Agulhas-Strom — ist relativ zur Breite warm, die über den kalten Strömen und dem emporquellenden Küstenwasser an den Küsten von Peru und Südwestafrika relativ kalt. Aber die Wirkung dieser Ströme pflanzt sich, besonders im Gebiete der starken westlichen Winde, ganz ungleichseitig fort, die des Golfstromes z. B. nach Europa, nicht nach dem so viel nähern Nordamerika.

9. Die Behinderung der Winde durch Gebirge erteilt dem Klima lokale Wärmeeigenschaften: ist die Behinderung allseitig, so kann die Strahlung, besonders die Ausstrahlung, unbehindert ihre Wirkung entfalten (Thalklima); ist sie nur von der kältern, polaren und Landseite gegeben, so kann die mittägliche Exposition oder das warme Meer oder beides seine wärmende Wirkung ausüben (Winterkurorte). Kommt ein bedeutender Luftdruckunterschied zwischen beiden Seiten des Gebirges zustande, so wirkt derselbe dahin, dass die Luft auf der Seite des niedrigen Druckes stürmisch herabgezogen wird und hier als trockener und, je nach ihrem Ursprunge, heisser oder kalter Wind (Föhn, Bora) empfunden wird.

Die Sätze 1—5 sind an den Isothermenkarten leicht zu illustrieren.

II. Verteilung der Temperatur nach der Höhe.

In den bisher betrachteten Fällen entsprach im grossen und ganzen überall der stärkern Sonnenstrahlung höhere Lufttemperatur, zwar mit manchen Verschiebungen, Skalenänderungen u. s. w., aber doch ohne Umkehrung. Ganz anders bei der vertikalen Verteilung beider; hier ist der Gegensatz Regel. Je höher wir uns in die Atmosphäre erheben, desto intensiver wird die Kraft der Sonnenstrahlen, weil sie um so weniger von den Schirmwirkungen der Atmosphäre beeinträchtigt ist; und dennoch desto niedriger wird in der Regel die Lufttemperatur. Und zwar ist ihre Änderung in vertikaler Richtung weit schneller, als in horizontaler. Eine Erhebung um 1 *km* bringt durchschnittlich eine Temperaturerniedrigung von 4 — 8° hervor, also ebenso viel, wie eine Annäherung an den Pol um etwa 10 Breitengrade oder mehr als 1000 *km*.

Es wirken mehrere Ursachen bei diesem Ergebnisse zusammen. Bestimmend für die Grösse der Temperaturabnahme mit der Höhe sind vor allem drei:

1. Beim Auf- oder Absteigen ändert sich der Druck, unter dem die Luft steht; jedes Gas aber erwärmt sich bei zunehmendem Drucke und kühlt sich bei abnehmendem Drucke ab; die Grösse der Temperaturänderung beträgt für trockene Luft 10° für jedes Kilometer Höhenänderung.

2. In feuchter Luft führt aber diese Abkühlung nach einiger Zeit zur Ausscheidung eines Teiles des Wassers in Tropfenform (Wolken); die

dabei freiwerdende Wärme verlangsamt die Abkühlung bei weiterem Aufsteigen etwa auf die Hälfte. Umgekehrt bringen herabfallende Wassertropfen niedrigere Temperatur von oben mit und erzeugen auch durch Verdunstung Kühle.

Die in diesen beiden Sätzen ausgesprochene Temperaturänderung in auf- oder absteigenden Luftmassen ist nur eine Umsetzung der Energie aus der Wärmeform in die Form der Disgregation und umgekehrt, ohne notwendig mit einem Übergange von Energie auf andere Massen oder deren Zufuhr von aussen verbunden zu sein, wie dies doch bei den in den vorigen Paragraphen betrachteten Erscheinungen stets der Fall war.

3. Da die Neigung zu vertikalen Bewegungen um so grösser ist, je schneller die Temperatur nach oben abnimmt, dagegen das Gleichgewicht stabil ist, wenn die Luft oben wärmer oder doch wenig kälter ist als unten, so sind die letztern Zustände langdauernd, die erstern vorübergehend, und ist im Mittel daher die vertikale Temperaturänderung nicht 10°, sondern nur 4—5° pro Kilometer.

Diese Ursachen würden in einem blossen Gasballe ohne festen Kern ebenso wirken, wie in der Atmosphäre der Erde und wahrscheinlich auch der Grösse nach eine ähnliche Temperaturabnahme nach der Peripherie hin bewirken. Die absolute Höhe aber der Temperatur wird in der Erdatmosphäre vorzugsweise bestimmt durch

4. diejenige Temperatur, bei welcher auf der festen oder flüssigen Erdoberfläche ein Gleichgewicht zwischen Einnahme und Ausgabe der Wärme stattfindet. Und diese Prozesse, deren fundamentalster die Strahlung ist, die ihren Hauptsitz an der festen Erdoberfläche hat, wirken modifizierend auch auf die vertikale Wärmeverteilung in der Luft ein. Infolge ihrer ist diese Verteilung in Gebirgen nicht dieselbe, wie in der freien Atmosphäre.

Über die letztere sind wir nur sehr unvollkommen unterrichtet, da die bisherigen Hilfsmittel nicht gestatten, ununterbrochene Aufzeichnungen aus der freien Atmosphäre zu erhalten. Vielleicht wird dieses jetzt mit Hilfe der Drachen anders werden. Die zahlreichen Ballonfahrten Glaisher's in den Jahren 1862—1865 in Höhen von 5—8000 *m* und die neuern Aufstiege unbemannter Ballons in Höhen von 10000—18450 *m* haben eine Verlangsamung der Temperaturabnahme in den obern Schichten ergeben; allein bei allen diesen Fahrten mit Ausnahme der Nachtfahrten, waren die Thermometer nicht ausreichend gegen den Einfluss der in diesen Höhen und bei der relativen Windstille im Ballon sehr starken Sonnenstrahlung geschützt; dagegen haben die von Berlin 1893 — 1894 unternommenen Fahrten in Höhen von 4000 — 9150 *m*, bei denen dieser Schutz genügend war, in den obern Schichten eine noch etwas stärkere Temperaturabnahme (7° per Kilometer) ergeben, als in den untern (6°).

Im Gebirge wächst die vertikale Temperaturabnahme im allgemeinen mit der Steilheit der Abhänge. Auf Plateaus und schwach geneigten Bodenschwellen verschwindet sie oftmals gänzlich. In den obern, steilern Teilen der Gebirge nähert sie sich dagegen sehr den Verhältnissen der freien Atmosphäre. Vergleicht man nur Stationen auf Berggipfeln oder Steilhängen miteinander, so erhält man 6.5° für jede 1000 *m*, als normale Temperaturabnahme, die in Europa im Januar auf 5 — 6° sinkt, im Mai oder Juni auf 7 — 8° zunimmt. Nur im Innern von Hochdruckgebieten wird sie auch hier viel geringer.

Geringer ist die Temperaturabnahme, wenigstens im Winter, wenn man Thäler mit Höhen vergleicht.

In den europäischen Gebirgen ist sie durchschnittlich am langsamsten im Dezember, wo sie nur 3—4° pro Kilometer, am schnellsten im Mai, wo sie ca. 7° pro Kilometer beträgt. In der Höhe ist also der jährliche Temperatur-

gang geringer als unten und verspätet. — Eigenschaften, in denen das Höhenklima mit dem Seeklima übereinstimmt. Anders dort, wo an eine Küste oder ein Tiefland mit sehr limitiertem Klima an ein trockenes Plateau grenzt; in solchen Fällen ist die Temperaturabnahme im Sommer kleiner als im Winter; so im NW-Himalaya, in Chile und in SW-Afrika, wo das hochgelegene Innere im Sommer wärmer als die Küste ist. In grössern Höhen der freien Atmosphäre nimmt indessen der Unterschied der Jahreszeiten wohl überall ab; in Europa dürfte er in 10000 *m* Höhe fast Null sein. Noch weit schneller verschwindet natürlich die tägliche Temperaturschwankung. In klaren Nächten, wo der Boden stark ausstrahlt, ist in der That Zunahme der Wärme nach oben für die untern 30 *m* vor Sonnenaufgang selbst im Sommer normal. An Abhängen fliesst dabei die erkaltete, schwerere Luft herab, in Thalkesseln sammelt sie sich an. Daher sind letztere Früh- und Spätfrösten viel mehr ausgesetzt, als Kuppen und Hänge mit guter »Luftdrainage«. Im grossen findet dasselbe in Hochdruckgebieten mit heiterem Himmel im Winter statt.

Während in der Atmosphäre gewöhnlich die Temperatur (ebenso wie im festen Erdboden, nur langsamer) mit der Entfernung vom Erdmittelpunkte abnimmt, ist in den Meeren und Seen die umgekehrte Verteilung die Regel. Die Dichtigkeit nimmt mit abnehmender Temperatur beim süssen Wasser bis 4° zu, beim Meerwasser sogar bis unter dessen Gefrierpunkt, der bei —2.2° liegt; infolgedessen sinkt Wasser, das an der Oberfläche erkaltet, in die Tiefe. Flüssigkeiten ändern aber ihre Temperatur bei Änderungen des Druckes fast gar nicht, die kalten Wassermassen sammeln sich daher in der Tiefe an. Die Erwärmung durch die Sonnenstrahlen ist dagegen von viel beschränkterem Einflusse, weil die warmen Wassermassen an der Oberfläche bleiben; erst die damit verbundene Verdunstung, die ihren Salzgehalt und damit ihre Dichtigkeit steigert, lässt sie bis zu einer gewissen Tiefe hinabsteigen. Die Folge ist, dass isolierte Wasserbecken in der Tiefe das ganze Jahr hindurch ungefähr die Temperatur zeigen, die ihre Oberfläche in der kältesten Jahreszeit annimmt, während in den grossen Weltmeeren die kalten Wassermassen der hohen Breiten in der Tiefe sich bis zum Äquator bewegen und hier unter der Linie selbst sich schon von etwa 1000 *m* Tiefe an bis zum Grunde Temperaturen zwischen 0° und 4° finden, wo die Oberfläche 26 — 28° aufweist.

Durch den verschiedenen Salzgehalt werden diese Verhältnisse allerdings in mannigfaltiger Weise modifiziert, worauf wir hier nicht näher eingehen können.«

Die Änderungen des vertikalen Temperaturgradienten mit der Höhe ist von W. von Bezold in seiner fünften Mitteilung zur Thermodynamik der Atmosphäre: »Die klimatologische Bedeutung der Lehre von den auf- und absteigenden Luftströmen,« behandelt worden.[1]) Aus dieser grossen Abhandlung giebt A. Coym einen sehr lichtvollen Auszug,[2]) der das Folgende enthält:

Zunächst wird gezeigt, wie sich die Temperaturabnahme mit der Höhe gestaltet, wenn sie allein durch adiabatisch, bezw. pseudoadiabatisch auf- und absteigende Luftströme hervorgerufen würde. Dann ergeben sich die Mitteltemperaturen der einzelnen Luftschichten einfach als das Mittel aus den Temperaturen der über einem Punkte der Erde adiabatisch, bezw. pseudoadiabatisch aufsteigenden und adiabatisch niedersinkenden Ströme.

---

[1]) Sitzungsber. d. Kgl. Preuss. Akademie Berlin 1900.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1900 p. 382.

Hat man über dem Orte zuerst einen adiabatisch, bezw. pseudoadiabatisch aufsteigenden Luftstrom, so wird bis zu den Höhen, in denen sich die Luft noch im Trockenstadium befindet, die vertikale Temperaturabnahme ungefähr 1° auf 100 *m* Erhebung betragen. Sobald aber das Kondensationsstadium erreicht wird, tritt eine plötzliche Abnahme des vertikalen Temperaturgradienten ein, und dieser wird erst bei weiterer Erhebung mit wachsender Ausscheidung des Niederschlages langsam wieder zunehmen, um in den höchsten Höhen, wo aller Wasserdampf herausgefallen ist, der Grösse 1° pro 100 *m* asymptotisch zuzustreben.

Gehört aber die Luft über dem Orte einem adiabatisch, niedersinkenden Strome an, so wird der vertikale Temperaturgradient in der ganzen Höhe konstant, und zwar ungefähr gleich 1° pro 100 *m* sein.

Wenn sich nun die Luft zuerst in einem aufsteigenden und dann eben so lange in einem adiabatisch absteigenden Luftstrome befindet, so wird der mittlere vertikale Temperaturgradient für diese ganze Zeit in einer bestimmten Höhe einfach dargestellt durch das Mittel der beiden Werte, wie sie für die betreffende Erhebung oben gefunden wurden. Er wird demnach unter diesen Voraussetzungen qualitativ denselben Verlauf zeigen wie bei dem aufsteigenden Luftstrome.

Da nun die in der Natur über einem Orte auf- und absteigenden Luftmassen sehr verschiedene Anfangstemperaturen und sehr wechselnden Feuchtigkeitsgehalt haben, so wird die Kondensation beim Aufstiege in sehr ungleichen Höhen eintreten, und deshalb wird der mittlere Temperaturgradient, den man unter Berücksichtigung sehr vieler solcher Ströme ableitet, in keiner Höhe eine plötzliche Abnahme zeigen. Vielmehr wird man folgenden Gang für die mittlere vertikale Temperaturabnahme mit der Höhe erhalten: In den untersten Schichten wird sie ziemlich gross sein (fast 1° pro 100 *m* Erhebung), in der Region der häufigsten und kräftigsten Wolkenbildung (2000—4000 *m*) allmählich ein Minimum erreichen, oberhalb dieser Schichten wieder zunehmen und in ganz grossen Höhen den Wert 1° pro 100 *m* erreichen.

Wie weit nun dieses aus dem Zusammenwirken solcher auf- und absteigenden Luftströme für den mittlern vertikalen Temperaturgradienten abgeleitete Bild mit dem aus direkten Beobachtungen gewonnenen übereinstimmt, ersieht man am besten aus nachstehender Tabelle.

Mittlere Temperaturabnahme auf je 100 *m* Erhebung.

	I		II	
Zwischen	$-\Delta t$	n	$-\Delta t'$	n'
0—1000 *m*	0.50	67	0.61	59
1000—2000	0.50	62	0.54	58
2000—3000	0.54	46	0.54	46
3000—4000	0.53	41	0.54	39
4000—5000	0.64	24	0.64	24
5000—6000	0.69	14	0.69	14
6000—7000	0.68	6	0.68	6
7000—8000	0.67	5	0.72	5
8000—9000	0.90	2	0.90	2

Diese Tabelle ist aus den bei den Berliner Ballonfahrten gewonnenen Zahlen abgeleitet. In ihr bedeuten Δt und $\Delta t'$ die Werte der Temperaturabnahme für je 100 *m*, n und n' die Anzahl der Fahrten, aus denen diese Werte abgeleitet sind. Hierbei sind unter I die Ergebnisse aller Fahrten zu Grunde gelegt worden, während bei den unter II zu findenden mit $\Delta t'$ und n' bezeichneten Zahlen jene Fahrten ausgeschlossen sind, bei welchen starke Temperaturumkehr beobachtet wurde.

Besonders die unter $\Delta t'$ stehenden Zahlen zeigen nun die starke Zunahme des Temperaturgefälles in grossen Höhen mit steter Annäherung an den theoretischen Wert für die adiabatische Zustandsänderung feuchter Luft. Auch die Verlangsamung der Temperaturabnahme in den Schichten grösster Kondensation lassen die Zahlen deutlich erkennen. Aber die raschere Abnahme in den untersten Schichten, wie sie eintreten müsste, wenn man es allein mit adiabatischen Vorgängen zu thun hätte, tritt nur in den unter $\Delta t'$ angegebenen Werten schwach hervor, also nur bei Ausschluss aller Fahrten mit Temperaturumkehr, sonst aber keinesfalls.

Die mittlere vertikale Temperaturverteilung in den untersten Schichten lässt sich mithin aus dem Spiele adiabatisch auf- und absteigender Ströme allein absolut nicht erklären. Hier müssen vielmehr noch Vorgänge von massgebendem Einflusse sein, die eine Abkühlung der untern und eine Erwärmung der obern Schichten zur Folge haben. In diesem Sinne wirken nun die Ein- und Ausstrahlung an der Erdoberfläche. Zu Zeiten überwiegender Einstrahlung erwärmen sich zwar die untern Schichten; ihre Temperaturerhöhung gegenüber den obern darf aber eine bestimmte Grösse nicht überschreiten, wenn das Gleichgewicht ein stabiles bleiben soll, während zu Zeiten überwiegender Ausstrahlung der Temperaturerniedrigung am Erdboden keine Grenze gesetzt ist. Diese beiden Umstände müssen die mittlere Temperaturabnahme mit der Höhe für die untern Schichten verkleinern. Die Erdoberfläche spielt somit in den untersten Schichten eine ähnliche Rolle wie die Kondensation in den mittlern Höhen.

Die wesentlichsten Eigentümlichkeiten der Temperaturverteilung in der vertikalen Säule in den mittlern und hohen Teilen der Atmosphäre lassen sich mithin schon aus dem blossen Zusammenwirken von adiabatisch oder pseudoadiabatisch auf- und absteigenden Luftströmen ableiten. In den untersten Schichten kommt aber die Erwärmung und Entwärmung der Erdoberfläche wesentlich mit in Betracht.

In dem letzten Teile der Arbeit wird der Einfluss der zusammengesetzten Konvektion auf die Mitteltemperaturen der Breitenkreise untersucht. Unter zusammengesetzter Konvektion versteht der Verf. den Wärmetransport von einem Orte zum andern durch Luft unter Mitwirkung der Änderung des Aggregatzustandes. Einen solchen Prozess im grossartigsten Massstabe beobachtet man bei dem Luftaustausche zwischen der Kalmenzone und den sie begrenzenden Gürteln hohen Luftdruckes. Die Wärmemengen, die bei der Verdunstung in der Kalmenzone in dem dort aufsteigenden Strome gebunden werden, müssen den Gegenden, in denen dieser hinabsteigt, also den Rossbreiten, zu Gute kommen. Man muss in diesen Breiten mithin höhere Temperaturwerte antreffen, als man nach dem solaren Klima erwarten sollte. Die Temperaturabnahme vom Äquator nach jenen Gegenden wird demnach eine sehr geringe sein. Diese theoretischen Schlussfolgerungen stimmen nun auch mit den Beobachtungen gut überein, wie der Verf. an einer Tabelle der Mitteltemperaturen der Breitenkreise nachweist, in der aber nicht die Breite selbst, sondern der Sinus derselben als Argument gewählt worden ist. Hierdurch wird der Vorteil erreicht, dass die Zahlen das gleiche Gewicht haben, indem sie nach Zonen gleichen Flächeninhaltes weiterschreiten. In dieser Tabelle fällt nun besonders die geringe Abnahme der Mitteltemperaturen vom Äquator zu den Rossbreiten hin auf, die eben teilweise auf die zusammengesetzte Konvektion zurückgeführt werden muss. Natürlich tragen die Bewölkungsverhältnisse auch noch dazu bei, die Temperaturen in der Kalmenzone herabzudrücken und in den sie begrenzenden Gürteln zu erhöhen. Eine Trennung und gesonderte Untersuchung dieser beiden Einflüsse ist aber heute noch nicht möglich, und es ist auch die Zeit noch nicht abzusehen, in der der weite Weg bis zu diesem Ziele zurückgelegt werden kann.

Die Temperatur der freien Atmosphäre bildete den Gegenstand einer wichtigen Arbeit von Prof. H. Hergesell,[1]) wovon Folgendes einer Wiedergabe des Hauptinhaltes.

a) Der tägliche Gang der Temperatur. Schon die Beobachtungen an Bergstationen über den Gang der Temperatur zeigten mit wachsender Höhe eine stetige Abnahme der Amplitude und eine Verschiebung der Eintrittszeiten der Extreme und machten den Schluss wahrscheinlich, dass in der freien Atmosphäre, wo sämtliche Einwirkungen der Erdoberfläche so gut wie ganz verschwunden sind, eine noch weiter gehende Verflachung der täglichen Temperaturschwankung eintreten werde. »Zwei Höhenstationen machten es besonders in die Augen fallend, wie mächtig der Einfluss des Erdbodens auf die nächsten Luftschichten ist, und zeigten evident, dass das Phänomen des täglichen Ganges der Temperaturwelle, wie es durch die Bodenstationen festgelegt wird, eigentlich nur eine ganz lokale Erscheinung ist, die mit der grossen Masse der ganzen Atmosphäre so gut wie nichts zu thun hat und lediglich an die Grenzflächen des festen und gasförmigen Mediums gebunden ist. Es sind dieses die Beobachtungsstationen auf der Spitze des Eiffelturmes in Paris und des Strassburger Münsters. Ihre Beobachtungen sind besonders deshalb wertvoll, weil man annehmen kann, dass dieselben schon angenähert die Verhältnisse der unbeeinflussten Atmosphäre darstellen werden, da die Einwirkungen der schlanken und durchbrochenen Türme unmöglich gross sein können.«

Es ergiebt sich aus dem dreijährigen Mittel (1892—1894), »dass die tägliche Temperaturwelle sich mit zunehmender Höhe schnell verflacht, und zwar derart, dass die Eintrittszeiten der Extremtemperaturen sich mehr und mehr verspäten, je höher die Luftschicht über dem Erdboden lagert.«

Die Temperaturbeobachtungen im Strassburger Fesselballon am 8. Juni 1898 ergaben das wichtige Resultat, dass in den Schichten der freien Atmosphäre, deren Höhe einige 100 *m* beträgt, die Temperatur einen äusserst geringen Gang besitzt. In den Nachtstunden beträgt dieselbe, schon in der Einzelwelle, kaum einige Zehntel Grad, in den Tagstunden kann eine Schwankung von einigen Grad (3—4°) noch in 800 *m* eintreten, wenn die Einstrahlung der Sonne ungehindert wirkt. An trüben Tagen und im Mittel sinkt die Tagesamplitude auf noch geringere Werte.

»Den täglichen Gang für noch grössere Höhen durch direkte Beobachtungen zu studieren, ist sehr schwierig, da die Fahrten von bemannten und unbemannten Ballons naturgemäss hierüber keinen Aufschluss geben. Wir besitzen jedoch noch ein Mittel, über die Temperaturwelle der freien Atmosphäre auch in höhern Regionen Aufschluss zu erlangen. Zu dieser Kenntnis führt die Ausnutzung der Beobachtungen von Bergstationen, und zwar nicht etwa der

[1]) Petermann's Mitteilungen 1900. p. 97.

Temperaturmessungen, sondern der Luftdruckbestimmungen. Die Temperaturen unserer Gipfelstationen sind alle, mehr oder weniger, noch durch die Einwirkungen der Bergoberfläche beeinflusst und deshalb wenig geeignet, die Grösse der täglichen Temperaturschwankung in der freien Atmosphäre zu bestimmen. Dagegen können wir die Luftdruckbeobachtungen benutzen, um den Gang der wahren Lufttemperatur zu bestimmen. Prof. Hann, dem wir zuerst eine systematische Anwendung dieser Methode verdanken, hat die Beobachtungsreihen der meisten Hochstationen zu diesem Zwecke bearbeitet, und wir verdanken ihm hierdurch höchst wichtige Aufschlüsse über die tägliche Temperaturwelle.«

Aus den Hann'schen Entwickelungen folgt, dass der tägliche Gang der Temperatur mit wachsender Höhe eine immer einfachere Form annimmt und sich mehr und mehr einer einfachen Sinuswelle, deren Minimum, beziehungsweise Maximum in die Nähe von 6 Uhr morgens und abends fallen, nähert.

In Übereinstimmung mit diesem Verhalten steht der Trabert'sche Versuch,[1]) die Temperaturwelle in den höchsten Schichten, an der Grenze der Atmosphäre zu bestimmen.

Die Trabert'schen Darlegungen gipfeln in dem Resultate: Bis zu einer Breite von etwa 60° kreist in den obern, bis zu einem Drucke von rund 400 *mm* herabreichenden Luftschichten infolge der Absorption der Sonnenstrahlung eine Temperaturwelle, welche gegen 6 Uhr morgens ihr Minimum und 6 Uhr abends ihr Maximum erreicht und eine Amplitude von etwa einen halben Grad besitzt.

b) Die vertikale Temperaturverteilung in den untern Luftschichten der freien Atmosphäre. Die Temperaturänderung mit der Höhe in den untern Schichten der freien Atmosphäre ist eine Erscheinung von sehr wechselndem Charakter; es bedarf langer Beobachtungsreihen, um das Gesetzmässige aus dem Wechsel der Verhältnisse herauszuheben. Wie Verf. gezeigt, bieten die Temperaturbeobachtungen der Turmstationen eine gewisse Gewähr, annähernd den Bedingungen der freien Atmosphäre zu entsprechen, und er beschäftigt sich deshalb zunächst mit den Beobachtungsergebnissen der Stationen auf der Strassburger Münsterspitze und dem Eiffelturme. —

»Die Bodenkurve verläuft in den Nachtstunden stets unter der Kurve, die den höhern Schichten entspricht, und zwar hat die Erscheinung sowohl nach den Zahlen der Jahresmittel wie der Jahreszeitenmittel statt. Es sind also in den Nachtstunden die Bodenschichten stets kälter als die Höhenschichten, während in den Tagesstunden das Umgekehrte eintritt. Dass dieses Verhalten der vertikalen Temperaturverteilung mit dem Stande der Sonne, d. h. mit der Einstrahlung und Ausstrahlung in Zusammenhang zu bringen

---

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1900. p. 440 ff.

ist, darauf weist der verschiedene Gang der Kurven im Sommer und Winter hin. Im Januar, wo die Sonne nur kurze Zeit über dem Horizonte verweilt, ist die Bodenkurve in denselben Stunden, d. h. nur eine geringe Zeitspanne, über der Temperaturkurve, die der höhern Schicht entspricht, gelegen, während im Juli, entsprechend dem grossen Tagesbogen der Sonne, die Bodenkurve sich volle 16 Stunden über der Kurve der höhern Luftschicht erhält. Die geschilderte Erscheinung hängt so genau mit dem Erscheinen und Verschwinden der Sonne zusammen, dass man im stande ist, aus dem Durchschnitte der beiden Kurven, die in jedem Monate den Temperaturverlauf in den höhern und Bodenschichten angeben, die mittlere Aufgangs- und Untergangszeit der Sonne annähernd zu bestimmen. Die Temperaturdifferenz zwischen oben und unten hängt natürlich von der Höhenlage der obern Station ab. Für den Eiffelturm, wo die obere Temperaturstation 302 *m* über dem Erdboden liegt, beträgt die mittlere Temperaturabnahme im Jahresmittel (1892 bis 1894) 0.84°, während für die Münsterspitze, wo nur eine Höhendifferenz von 136 *m* vorhanden ist, beinahe dieselben Jahresmittel oben und unten sich herausstellen, weil die nächtliche Erwärmung die tägliche Abkühlung nahezu kompensiert.

»Der Grund für diese Erscheinung ist darin zu suchen, dass die nächtliche Temperaturzunahme mit der Höhe nur bis zu einer gewissen Schicht reicht, die bereits unter dem Niveau der Eiffelturmspitze liegt, und oberhalb welcher die Temperatur wiederum abnimmt, während die Temperaturabnahme am Tage im allgemeinen bis zu den höchsten Schichten andauert.

Dieser Unterschied zwischen der täglichen und nächtlichen vertikalen Temperaturverteilung weist auf die Ursache der ganzen Erscheinung hin. Wir haben in der nächtlichen Erwärmung und täglichen Abkühlung der höhern Schichten lediglich eine Wirkung der Erdoberfläche auf die unmittelbar auflagernden Luftschichten zu sehen, deren wechselnde Temperierung den Gang der Erscheinung verursacht. In der Nacht kühlt sich der Erdboden und die ihm nächsten Luftschichten durch die starke Ausstrahlung schnell und intensiv ab, während die höhern Schichten, deren Strahlung sehr gering ist, diesen Abkühlungsprozess kaum mitmachen. Sie behalten infolgedessen eine höhere Temperatur, und als Resultat ergiebt sich eine vertikale Temperaturzunahme. Am Tage geht der Prozess umgekehrt von statten. Der Erdboden ist in starkem Masse der Einstrahlung unterworfen und absorbiert so eine grosse Wärmemenge, die wiederum erwärmend auf die benachbarten Luftschichten einwirkt. Dieselben erhalten infolgedessen im Vergleiche mit den höher gelegenen Luftschichten eine höhere Temperatur, und so stellt sich eine vertikale Temperaturabnahme her, die im allgemeinen ohne Unterbrechung vom Boden bis in die höchsten Schichten verläuft.

Der Betrag der nächtlichen Erwärmung ist natürlich wechselnd, je nach der Wetterlage, oder besser nach den Bedingungen der Einstrahlung und Ausstrahlung.«

»Von grossem Interesse ist naturgemäss die Lage der Schicht, wo die Temperaturumkehrung aufhört, d. h. wo die Temperaturkurve, die die vertikale Temperaturverteilung wiedergiebt, ein Maximum hat. Es ist von vornherein klar, dass die Höhe dieser Schicht einen täglichen und jährlichen Gang zeigen muss, dass sie auch in gewisser Weise von der Bodenbeschaffenheit der Unterlage abhängen muss. Nach den Beobachtungen des Eiffelturmes sind hier folgende Verhältnisse zu konstatieren.

Im Winter beginnt die Temperaturumkehrung sich um 4 Uhr nachmittags unmittelbar über dem Erdboden zu zeigen, sie steigt auf 100 *m* um 6 Uhr abends und erreicht zwischen Mitternacht und 1 Uhr ihre höchste Lage mit 125 *m*. Nachher verliert die Luftschicht höchster Temperatur beständig an Höhe, um 7 Uhr morgens ist sie auf 100 *m*, um 9 Uhr 35 Min. vormittags auf 50 *m* gesunken und erreicht um 10 Uhr 20 Min. wieder den Erdboden. Im Sommer zeigt sich die Temperaturumkehrung am Boden gegen 4 Uhr 30 Min. nachmittags, um gegen 7 Uhr des folgenden Morgens wieder hier zu endigen. Die Schicht höchster Temperatur hebt sich in der Nacht über 300 *m*, und zwar in den frühen Morgenstunden (unmittelbar nach 6 Uhr morgens). Die Höhe wächst zunächst langsam auf 200 *m* bis gegen 2 Uhr nachts, hierauf schnell zur höchsten Höhe von 2—6 Uhr morgens.«

Die vertikale Temperaturabnahme für noch grössere Höhen (bis ca. 800 *m*) hat Prof. Hergesell durch die schon erwähnte Beobachtungsreihe im Fesselballon am 8. Juni 1898 studiert. Dieses Experiment gab zugleich in vorzüglicher Weise die Gelegenheit, den Übergang der vertikalen Temperaturschichtung während der Tag- und Nachtstunden genau zu verfolgen oder, anders ausgedrückt, die Wärmebewegung in den untern Luftschichten der freien Atmosphäre durch genaue Messung festzulegen.

Es ergab sich, »dass die Abend- und Nachtkurven durchweg Temperaturinversion bis zu ca. 200 *m* Höhe zeigen; eine allgemeine Abnahme der Temperatur tritt erst zwischen 7 und 8 Uhr morgens ein.

Bis 4 Uhr 25 Min. morgens ist in den untern Schichten bis zu einer Höhe von ungefähr 200 *m* eine Zunahme der Temperatur mit der Höhe vorhanden. Der Temperaturgradient, der diese Zunahme misst, ist am grössten in der Stunde vor Mitternacht, wo er bis 1° auf 100 *m* ansteigt. In den Stunden nach Mitternacht nimmt dieser Gradient beständig ab, um gegen 5 Uhr den Wert 0 zu erreichen.

Von diesem Zeitpunkte ab nimmt die Temperatur in den untern Schichten (unter 200 *m*) mit der Höhe beständig ab. Das Mass der Abnahme ist im allgemeinen mit den Tagesstunden wechselnd, doch ist ein relatives Maximum um 6 Uhr 25 Min. morgens auffallend,

das durch die schnelle Erwärmung der Erdoberfläche, der die freien Luftschichten nur langsam folgen, hervorgebracht wurde. Um 7 Uhr ist die Temperierung der Luftschichten bis zu 700 *m* Höhe nahezu gleichmässig geworden, da jetzt auch die mittlern Luftschichten durch die Insolation und Konvektion der erwärmten Erdoberfläche und den warm gebliebenen obern Schichten nachgefolgt sind. Von 7 Uhr 25 Min. morgens trat eine allgemeine Abnahme der Temperatur bis zu den höchsten Luftschichten mit stetig wachsenden Gradienten ein.

Die obern Schichten — über 200 *m* — zeigten in den Nachtstunden zunächst eine Abnahme der Temperatur, die mit wachsender Nacht schwächer und schwächer wurde, da die mittlern Schichten sich allmählich abkühlten. Um 3 Uhr 25 Min. morgens ging diese Abnahme durch weitere Abkühlung der untern und mittlern Schichten in eine Zunahme über, so dass von 3 Uhr 27 Min. — 5 Uhr 25 Min. morgens die ganze Luftsäule bis zu 700 *m* Höhe, von 5 Uhr 25 Min. bis ungefähr 7 Uhr morgens noch die über 200 *m* liegenden Luftschichten eine umgekehrte Temperaturschichtung aufweisen. Dieser Wechsel in der vertikalen Temperaturverteilung scheint von grosser Wichtigkeit beim Studium der vertikalen Luftbewegungen zu sein. In den Morgenstunden von 2—7 Uhr dürfte ein energisches Auftreten von vertikalen Luftströmen bis zu einer Höhe von 1000 *m* ausgeschlossen sein, da zu diesen Zeiten die Atmosphäre in vollkommen stabilem Gleichgewichtszustande ist. In den Nachtstunden sind dagegen derartige Bewegungen in den obern Schichten über 200 *m* während der Stunden vor und kurz nach Mitternacht durch die vertikale Temperaturverteilung erleichtert.«

Die Berechnung des Temperaturgradienten (für die Mittagsstunde) und zwei Höhenschichten von 2—160 und 100—300 *m* ergab folgendes:

»Der stabile Gleichgewichtszustand der Atmosphäre, der stets vorhanden ist, wenn der Temperaturgradient kleiner als 0.99° für 100 *m* ist, ist im Mittel in allen Monaten für die obere Luftschicht vorhanden, da das Temperaturgefälle bei weitem nicht die oben gegebene Grenzzahl 0.99° erreicht. Dagegen ist in der Bodenschicht (zwischen 2 und 160 *m*) auch im Mittel sehr oft der labile Gleichgewichtszustand vertreten, bei welchem die Temperaturabnahme grösser als 1° für 100 *m* ist.

Diese Bodenschicht muss demgemäss ein beständiges Spiel von auf- und absteigenden Bewegungen zeigen; bemerkenswert ist jedoch, dass diese Unstetigkeitszone nur eine geringe Höhe hat und in den seltensten Fällen 300 *m* übersteigen dürfte.«

c) Die vertikale Temperaturverteilung in den mittlern und höhern Luftschichten. Die Berechnung derselben fusst lediglich auf dem Beobachtungsmateriale, welches die Ballonfahrten geliefert haben. Hergesell giebt zunächst zwei Tabellen, welche die vertikale Temperaturverteilung in einem barometrischen Minimum

und in einem barometrischen Maximum illustrieren. Diese Tabellen folgen hier:

Vertikale Verteilung der Temperatur
in einem barometrischen Minimum (14. März 1893) nach Berson.

Schicht	mittlere Höhe	mittlere Temperatur	Temp.-Abnahme für 100 *m*
Erde	35	8.7	0.25
0—500	314	8.0	0.37
500—1000	784	6.3	0.32
1000—1500	1165	5.1	0.70
1500—2000	1720	1.2	0.39
2000—2500	2292	— 1.1	0.63
2500—3000	2697	— 3.7	0.62
3000—3500	3212	— 6.9	0.58
3500—4000	3695	— 9.7	0.59
4000—4500	4315	— 13.3	0.81
4500—5000	4690	— 16.4	0.80
5000—5500	5346	— 21.6	0.81
5500—6000	5661	— 24.2	0.92

Vertikale Verteilung der Temperatur
in einem barometrischen Maximum (5. November 1898) nach Hergesell.

Höhe über N. N.	Temperatur	Gradient für 100 *m*	
Boden (144 *m*)	2.3	—	
200 *m*	2.5	+ 0.10	Temperaturzunahme
400 »	2.8	+ 0.15	
600 »	3.1	+ 0.15	
800 »	3.8	+ 0.35	
1000 »	6.6	+ 0.40	
1200 »	7.9	+ 0.65	
1500 »	6.7	— 0.40	
2000 »	3.5	— 0.64	
2500 »	2.0	— 0.30	
3000 »	— 0.8	— 0.56	
3500 »	— 3.8	— 0.98	

Hiernach ist die Temperaturverteilung in einem barometrischen Maximum von der eines Minimums durchaus verschieden. In den untern Schichten findet eine scharfe Temperaturzunahme statt (die in dem betrachteten Falle bis über 1200 *m* reicht), darüber hinaus nimmt die Temperatur zunächst langsam, dann immer schneller mit der Höhe ab.

Hergesell giebt nun die Ergebnisse der Temperaturverteilung nach den Aufzeichnungen in 30 Fahrten von Registrierballons, bei welchen ein und dasselbe Instrumentarium zur Verwendung gelangte, die also aus diesem Grunde ein durchaus homogenes Beobachtungsmaterial liefern müssen. Es wurden nur diejenigen Fahrten bearbeitet, bei welchen der Thermometerkörper frei dem ventilierenden Luftstrome ausgesetzt war.

Ausser den Beobachtungen vermittelst Registrierballons wurden auch die Messungen einiger bemannter Fahrten, auf welchen besonders grosse Höhen erreicht wurden, benutzt.

»Die Temperaturen der (vom Verf. zusammengestellten) Tabelle geben die Temperaturen in Höhenstufen von 500 zu 500 *m*.

Dieselben erweisen sofort, dass die Atmosphäre in allen Niveaus bis zu 10000 *m* hinauf einer äusserst wechselnden Temperierung unterworfen ist. Nicht nur die untern Schichten zeigen je nach der Jahreszeit und Wetterlage ein bedeutendes Schwanken der Temperaturzahlen, auch in den höchsten Schichten ist ein beständiger Wechsel der Wärmeverhältnisse vorhanden.

Betrachten wir zunächst das Niveau von 5000 *m*, so finden wir hier im einzelnen folgende Thatsachen: Die höchste Temperatur, die in dieser Höhe in dem Zeitraume vom 26. Oktober 1895 bis zum 3. Oktober 1899 beobachtet wurde, betrug —6°, die tiefste Temperatur wurde zu St. Petersburg mit —45° ermittelt. Wir haben also in dieser Höhe noch eine absolute Temperaturschwankung von 39° zu verzeichnen. In 7000 *m* betrug die höchste beobachtete Temperatur —17.5°, die tiefste —59°, die absolute Schwankung 41.5°, in 10000 *m* endlich ergab sich als Maximaltemperatur —36° und als Minimaltemperatur —83°, so dass für diese grosse Meereshöhe sogar eine Schwankung von 47° herauskommt. Diese Zahlen zeigen, dass von einer ausgesprochenen Abnahme der Temperaturamplitude mit der Höhe innerhalb der Schichten, die bei den Fahrten erreicht wurden, keine Rede sein kann.

Die Atmosphäre zeigt demgemäss in allen Höhenlagen bis zu 10000 *m* Temperaturschwankungen, die innerhalb eines dreijährigen Zeitraumes in sämtlichen Niveaus den Betrag von 40° erreicht oder überschritten haben. Von einer Abnahme der Grösse der zeitlichen Temperaturamplitude lassen die Zahlen der Tabelle nichts erkennen, sie scheinen eher das Gegenteil anzudeuten.

Ob die grossen Temperaturschwankungen, die im Laufe der Zeit auch in den höchsten uns erreichbaren Schichten auftreten, an einen gewissen regelmässigen jährlichen Gang gebunden sind, oder ob sie regellos, je nach den verschiedenen Wetterlagen, auftreten, ist eine interessante, schwierige Frage. Die Wahrscheinlichkeit spricht natürlich für die Existenz eines jährlichen Ganges, auch in den höchsten Luftschichten.

Der französische Meteorologe Teisserenc de Bort hat einen wichtigen Beitrag [1]) zur Entscheidung dieser Frage geliefert. Es ist ihm gelungen, im Verlaufe von noch nicht ganz 15 Monaten in kurzen Zwischenräumen 90 Registrierballons emporzusenden, die fast ausnahmslos wieder gefunden wurden.

Die Diskussion des auf diese Weise erhaltenen Beobachtungsmateriales hat, was die zeitlichen Temperaturschwankungen betrifft, nicht nur ähnliche Resultate wie die oben ausgesprochenen zu Tage gefördert, sondern auch gewisse Schlüsse auf den jährlichen Gang in den höhern Schichten erlaubt.

Darnach findet man die Isotherme 0° in den verschiedensten Höhen. Bald ist sie in der Nähe des Erdbodens, bald ist sie, wenn

[1]) Compt. rend. 1899. 21. August 1899.

überall Kältegrade herrschen, gar nicht vorhanden, bald muss man auf 4000 *m* Höhe ansteigen, um sie aufzufinden. Die Temperaturfläche —25° ist ebenso grossen Höhenänderungen unterworfen. Während sie im Winter auf 3000 *m* herabsteigt, erhebt sie sich im Sommer zu 7000 *m*, ja im September wurde sie sogar höher als 8000 *m* gefunden. Im Verlaufe von 16 Monaten zeigte sie eine Höhenänderung von 5000 *m*.

Die Isotherme —40° senkte sich in demselben Zeitraume mehrmals bis zu 6000 *m*; ihre normale Höhe, die jedoch oft überschritten wurde; scheint 9000 *m* zu sein.

Die Temperaturfläche von —50° endlich stieg niemals unter 8000 *m*. Ihre grösste Höhe wurde im September 1898 konstatiert, wo sie erst im Niveau von 12000 *m* aufgefunden wurde. Sie zeigt also eine Höhenschwankung von mindestens 4000 *m*.

Der Verlauf der Kurven weist vor allem darauf hin, dass in den höchsten Schichten die Wirkung eines jährlichen Ganges zu bemerken ist. Die höchsten Temperaturen scheinen in den obern Regionen am Ende des Sommers, die tiefsten gegen Ende des Winters einzutreten, jedoch wird diese regelmässige Erscheinung durch plötzliche Temperaturschwankungen oft gestört, die innerhalb kurzer Zeit schnelle Verlagerungen der isothermen Flächen hervorrufen. So fand sich beispielsweise die Isotherme —40°, die am 14. März 1899 in 8500 *m* Höhe lagerte, bereits am 24. März in 6600 *m* Höhe, also beinahe 2000 *m* tiefer.

Prof. Cleveland Abbe in Washington hat den Versuch gemacht, aus den Teisserenc de Bort'schen Kurven mittlere Monatstemperaturen der freien Atmosphäre abzuleiten. Wir wollen hier nur die Jahreszeitenmittel aus den so gewonnenen Zahlen anführen, um auf diese Weise ein bestimmteres, wenn auch nur angenähertes Bild des jährlichen Ganges in den hohen Schichten zu geben.

Jährlicher Gang der Temperatur
in der freien Atmosphäre in verschiedenen Höhen.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
10000 *m*	—52°	—59°	—45°	—52°
7000 »	—30	—35	—22	—29
5000 »	—20	—20	— 9	—13
Sonnblick (3095 *m*)	—13	— 8	0	— 5

Wir erkennen, dass über 5000 *m* das Temperaturminimum thatsächlich im Frühlinge eintritt, während das Maximum der Temperatur im Spätsommer sich einstellt. Die Schicht in der Höhe von 5000 *m* stellt gewissermassen den Übergang zu den Bodenschichten dar, wo, wie der Sonnblick zeigt, das Temperaturminimum schon im Winter vorhanden ist.«

Zum Schlusse benutzt Hergesell die von ihm gegebene Tabelle der Ballonfahrten dazu, um durch Mittelbildung in gewissem Sinne Normalzahlen für die Temperaturverteilung in der freien Atmosphäre abzuleiten.

»Die folgende Tabelle enthält die so ermittelten Zahlen unter der Überschrift »Hergesell«, in der zweiten Spalte sind die nach derselben Methode ermittelten Zahlen nach den Beobachtungen Teisserenc de Bort's, in der dritten endlich die Beobachtungsresultate Glaisher's nach Hann's Bearbeitung wiedergegeben.

Temperatur der freien Atmosphäre nach

Höhe m	Hergesell	Teisserenc de Bort (Cleveland Abbe)	Glaisher
0	8	9	8
1000	4	5	1
2000	— 0	0	— 6
3000	— 7	— 4	— 11
4000	— 13	— 9	— 16
5000	— 18	— 16	— 19
6000	— 26	— 21	— 22
7000	— 33	— 29	— 24
8000	— 40	— 38	— 26
9000	— 48	— 42	—
10000	— 54	— 51	—

Mag man die erste oder die zweite Zahlenreihe nehmen, so ergiebt sich deutlich, wie sehr verschieden nach den neuern Forschungen der Temperaturverlauf in der freien Atmosphäre von den Ermittelungen Glaisher's sich herausstellt. Bei Glaisher ist die Temperaturkurve nach oben konvex, die Temperaturabnahme wird um so langsamer, je höher wir steigen, nach den neuern Ermittelungen ist der Temperaturverlauf gerade umgekehrt, die Temperaturkurve ist nach oben konvex, der Gradient wächst, je grössere Höhen wir erreichen. Untenstehende Zahlen erweisen dieses genauer.

Temperaturgradienten in verschiedenen Höhen nach

	Zwischen 0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	8–9	9–10 km
Hergesell	0.4	0.4	0.7	0.6	0.5	0.8	0.7	0.7	0.9	0.6
Teisserenc de Bort	0.4	0.5	0.4	0.5	0.7	0.5	0.8	0.8	0.4?	0.9
Glaisher	0.7	0.65	0.55	0.45	0.4	0.3	—	—	—	—

Wir sehen, dass in den beiden ersten Reihen auch nach den Mittelzahlen der Gradient zunimmt, während bei Glaisher eine ständige Abnahme mit wachsender Höhe vorhanden ist.

Glaisher hat seine Beobachtungen, wenn dieselben auch unter Anwendung aller physikalischen Akkuratesse angestellt wurden, bekanntlich nicht genügend gegen Strahlung geschützt. Seine Apparate befanden sich mitten im Korbe, so dass die Thermometer nicht die Luft der freien Atmosphäre, sondern die durch den Ballonkörper und die Beobachter erwärmten Luftmengen ansaugten. Die Glaisherschen Beobachtungen sind deshalb, besonders wenn sie in den höhern Regionen ausgeführt wurden, zu verwerfen.

Wie die Glaisher'schen Zahlen, so ist auch die darauf basierte Mendelejeff'sche Temperaturformel zu verwerfen, dagegen darf die von Hergesell gegebene Zahlenreihe für die Temperaturabnahme nach oben als ziemlich richtig betrachtet werden. Die Tabelle der

30 Ballonfahrten enthält verschiedene Simultanfahrten, d. h. die Auffahrten, die zur selben Stunde von mehrern Punkten Europas aus unternommen wurden. Diese Simultanfahrten haben den grossen Vorzug, dass sie uns die Temperaturverteilung in der Atmosphäre im selben Zeitpunkte in verschiedenen Höhen in einer mehr oder weniger grossen Ausdehnung zur Anschauung bringen. »Wir erkennen aus den einzelnen Fahrten, dass die Beweglichkeit, welche die Temperatur in allen Höhenlagen in zeitlicher Beziehung besitzt, auch in örtlicher Hinsicht existiert. Zur selben Stunde können auch in den höchsten von uns erreichten Schichten, nur einige 100 *km* voneinander entfernt, Temperaturen vorhanden sein, die sich um mehr als 30—40° voneinander unterscheiden.

Am 13. Mai herrschte beispielsweise in einer Höhe von 5000 *m* im W des Kontinents eine Temperatur, die um 20° tiefer lag als im selben Niveau im NO über Petersburg. Die Fahrten vom 18. Februar 1897, 24. März 1899, 3. Oktober 1899 lassen ähnliche Gegensätze erkennen.

Über Finnland flutete an diesem Tage in 10000 *m* Höhe eine Luftschicht, die die tiefe Temperatur von —90° aufwies, während über Italien und der Balkanhalbinsel in derselben Höhe nur die Temperatur von —50° herrschte. Das horizontale Temperaturgefälle war am schärfsten in der Richtung SO—NW, wo sich auf eine Entfernung von 100 *km* nahezu eine Änderung von 5° ergab.

Eine derartige verschiedene Temperierung kann, wie schon erwähnt, nur zustandekommen, wenn die vertikalen Temperaturgradienten ebenfalls bedeutende Verschiedenheiten zeigen.

Ebenso wie die Temperatur zeigen auch die vertikalen Gradienten regionale Verschiedenheiten. Bei den einzelnen Simultanfahrten herrschen vielfach an den verschiedenen Aufstiegstationen, entsprechend den geänderten meteorologischen Verhältnissen, durchaus abweichende Temperaturgefälle im vertikalen Sinne.«

Dass der Gradient sich auch in derselben Vertikalen mit der Höhe ändert, hat Verf. bei Besprechung der Temperaturverteilung in einem Maximum und Minimum erwähnt.

15. Luftdruck.

Der höchste Luftdruck auf der Erde. A. Woeikof veröffentlichte hierüber einige Mitteilungen [1])

Am 23. Januar 1900, 7 Uhr morgens, wurde in Barnaul, Gouvernement Tomsk, Westsibirien, 170 *m* über dem Meeresniveau ein Barometerstand von 789.2 *mm* beobachtet, was auf das Meeresniveau reduziert 808.7 *mm* giebt, also um 5.0 *mm* höher, als das früher bekannte Maximum hier im Dezember 1877, und um 0.3 *mm* höher als das Maximum in Irkutsk in 1896 (808.4 *mm*).

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1900. p. 207.

»Die Höhe 808.7 *mm* in Barnaul bleibt die grösste, ziemlich sicher ermittelte. Selbst wenn wir statt mit der beobachteten Temperatur mit derjenigen von — 28.4° (der Mitteltemperatur des Januar 1900) reduzieren, finden wir 808.3 *mm*.«

»Eine andere Frage,« bemerkt Woeikof, »welche einiges Interesse bietet, betrifft den höchsten Luftdruck ohne Reduktion aufs Meeresniveau. Der höchste, auf der Station Luktschun beobachtete Luftdruck (in zwei Jahren), beträgt 796.0 *mm*. Es ist wohl anzunehmen, dass das absolute Maximum dort (angenommene Höhe — 17 *m*) wohl 800 *mm* betragen könne, d. h. 798.3 *mm* aufs Meeresniveau reduziert. Für das Ufer des etwa — 130 *m* liegenden See Bodschante-Kul würden wir 812 *mm* erhalten, eine Lufttemperatur von — 10° annehmend. Alle nicht unter dem Meeresniveau liegenden Ebenen der Erde kommen natürlich nicht in Betracht. Ein auch annähernd so hoher Luftdruck ist dort unmöglich. Ebenso wenig kommen die Depressionen unter dem Meeresniveau in der Sahara, die Ufer des Assalsees, die Depressionen in Kalifornien in Betracht, wenn sie auch bis — 200 *m* reichten, was, wie bekannt, nicht der Fall ist, weil der mittlere Luftdruck im Meeresniveau in diesen Gegenden im Winter bei weitem nicht so hoch ist, als in Zentralasien, und die Schwankungen desselben gering ausfallen.

Es kann nur die Frage von der palästinischen Depression sein, dem tiefsten Teile des Kontinentes der Erde, am Ufer des Toten Meeres, bis — 394 *m* erreichend. Ein Maximum des Luftdruckes von 775 *mm* im Meeresniveau, mit Reduktion auf die Schwere der Breite 45° annehmend, finden wir bei der zu erwartenden Wintertemperatur von etwa 12° das Maximum im Niveau des Toten Meeres ebenso wie in der Luktschun Senke etwa 812 *mm*.«

Luftdruck- und Temperaturverteilung. In seinen Untersuchungen über die Temperatur der freien Atmosphäre hat Prof. Hergesell auf Grund der Aufzeichnungen bei 30 Ballonaufstiegen sich auch über die Beziehung des Luftdruckes zur Temperaturverteilung in grossen Höhen verbreitet.[1]) Er betont nur die Thatsache, dass die atmosphärischen Schichten zur selben Zeit in nicht grossen Entfernungen grosse Temperaturdifferenzen aufweisen können, von grosser Bedeutung für die Luftdruckunterschiede in grossen Höhen ist. Man kann an der Hand der hydrodynamischen Grundgleichungen, die auch für die Bewegungen der Atmosphäre Geltung haben müssen, nachweisen, dass die Bewegungen der Luft selber nur einen geringen Einfluss auf die Druckverteilung haben können, zumal für die atmosphärischen Bewegungen die Thatsache sichergestellt sein dürfte, dass die Vertikalkomponenten immer von geringem Ausmasse sind. Auf jeden Fall überwiegen, wenn solche Temperaturdifferenzen,

[1]) Petermann's Mitteilungen 1900. p. 109.

wie er sie geschildert, in den höchsten Schichten der Atmosphäre auftreten, die durch sie hervorgebrachten Druckänderungen so bedeutend, dass man die durch dynamische Wirkung hervorgebrachten Druckunterschiede in erster Linie vernachlässigen kann.«

In der Meteorologischen Zeitschrift 1900. p. 18 hat Verf. dargethan, dass man in einer Luftsäule die Druckverteilung in allen Niveaus berechnen kann, wenn dieselbe durch Beobachtung in irgendeinem beliebigen Niveau festgelegt ist, falls eine genügende Anzahl von Simultanballonfahrten vorhanden ist, die allenthalben die vertikale Temperaturverteilung bestimmen. Er hat in der genannten Arbeit die Druckverteilung in verschiedenen Höhen für die verschiedenen Simultanfahrten studiert und ist zu sehr interessanten Resultaten über die Gestaltung der Luftwirbel gekommen.

Er geht jetzt, um einen bestimmten Fall genauer zu behandeln, auf die Luftdruckverteilung, die am 24. März 1899 in verschiedenen Niveaus geherrscht hat, etwas näher ein. »An jenem Tage lagerte im NW Europas ein Hochdruckgebiet, das die höchsten Stände über Irland und dem Atlantischen Ozeane aufwies, flache Depressionen über dem westlichen Mittelmeere und der Balkanhalbinsel. Die Druckverteilung war demgemäss im untern Niveau ziemlich verwickelt. Dem entsprechend waren die Windrichtungen, die in den untern Schichten herrschten, ebenfalls sehr veränderlich. Im W des Kontinentes war eine nordöstliche Luftströmung massgebend, im SO herrschten Nordwestwinde vor, während im N und O die südwestlichen Richtungen überwogen.

Ganz anders gestaltete sich die Druckverteilung im Niveau von 5000 und 10000 *m*. Hier schliessen sich die Isobaren zu einem ausgedehnten Luftwirbel, der ganz Europa überdeckte und längliche Gestalt besass. Die Längsaxe erstreckte sich von Spanien nach Finnland.

Die Isobaren, die im allgemeinen ellipsoidische Gestalt besitzen, weisen eine Einbuchtung an der Grenze von Deutschland und Russland auf, die im höhern Niveau von 10000 *m* schärfer auftritt als bei 5000 *m*.

Wichtig ist die Thatsache, dass die Luftdruckgradienten sich mehr und mehr verschärfen, in je höhere Niveaus wir steigen. In der Richtung Petersburg—Konstantinopel beträgt der Druckunterschied im Niveau von 5000 *m* beinahe 24 *mm* für 1000 *km*, um sich in der Höhe von 10000 *m* auf 29 *mm* zu erheben.

Für die Linie Petersburg — Paris betrugen dieselben Grössen je 7.8 und 9.0 *mm* für die entsprechenden Niveaus.

Die Zyklone waren also in dem obern Niveau bedeutend tiefer als in der untern Schicht. Die Windbewegung war in den obern Regionen, wie die Ballonbahnen nachweisen, sehr einfach. Die Luftbahnen folgten nahezu dem Laufe der Isobaren, so dass wir demgemäss im W des Kontinentes eine nördliche, im O eine süd-

liche Luftströmung hatten. Die Wirbelbewegung der obern Regionen reichte bis nahezu 1500 *m* über das Meeresniveau herab.

Betrachten wir die Temperaturverteilung, so erkennen wir, dass wir eine Zyklone mit kaltem Kerne vor uns haben, die tiefsten Temperaturen fallen in die Axe des Wirbels.

Betrachten wir die Isobaren der verschiedenen Höhenschichten, so fällt besonders in die Augen, wie wenig massgebend der Verlauf der untern Fläche (760 *mm*) für den Bau des grossen Luftwirbels ist.

Der Luftwirbel erstreckt sich aus den höchsten erreichbaren Höhen, wo die Isobarenflächen scharf nach dem Zentrum des Wirbels abfallen, immer flacher werdend, bis in die Nähe der Erdoberfläche. Hier liegt eine verhältnismässig dünne Schicht, die ein schwaches Maximum über Westdeutschland zeigt.«

Ein Querschnitt zeigt deutlich, »dass die Luftdruckverteilung im Meeresniveau eigentlich eine völlig lokale, oder, wenn man lieber will, sekundäre Erscheinung ist, die ohne Zweifel durch den grossen darüber befindlichen kalten Luftwirbel hervorgebracht wird.

»Ähnliche Verhältnisse ergaben die Simultanfahrten am 13. Mai 1897, am 3. Oktober 1899.[1]) Jedesmal flogen die Ballons in einen ausgedehnten Luftwirbel von bedeutender vertikaler Mächtigkeit, dessen Intensität um so grösser wird, je höhere Schichten wir in demselben betrachten. Die Temperaturverteilung war in diesen Zyklonen stets so beschaffen, dass die tiefsten Temperaturen sich in allen Schichten in der Nähe der vertikalen Axe des Luftwirbels vorfanden. In allen drei Fällen wurden also Luftwirbel mit ausgesprochen kaltem Zentrum konstatiert. Diese Luftwirbel begannen alle in grossen Höhen, wo sie eine bedeutende Bewegungsenergie aufwiesen, und reichten, sich immer mehr verflachend, bis nahe an die Erdoberfläche. Die Druckverteilung der untersten Schicht war gewöhnlich verwickelt und von lokalen Ursachen beeinflusst.

Bei der Temperaturverteilung sind noch folgende Thatsachen hervorzuheben. Die Temperaturen nehmen auf allen Seiten der Wirbel nach aussen in der Richtung der Gradienten zu. Die Zunahme erfolgt jedoch stets am schnellsten auf der Ostseite. Am einfachsten ist die Verteilung der Wärmeverhältnisse durch polare und äquatoriale Strömungen zu erklären, die auf der Rückseite des Wirbels die kalte Luft der nördlichen Breiten nach S führen, während auf der Vorderseite der südliche Strom warme Luft in hohe Breiten bringt.

Von besonderem Interesse ist der Vergleich der Temperaturen der einzelnen Luftwirbel.

Am wärmsten waren die Luftmengen der Zyklone am 3. Oktober 1899, wo auch in 10000 *m* Höhe -70^{0} nirgends überschritten wurden. Weit tiefere Temperaturen lieferten die Fahrten am 13. Mai 1897 und am 24. März 1899. Am 13. Mai befanden sich über

[1]) Einzelheiten in der Meteorologischen Zeitschrift 1900.

Deutschland Luftmengen in 10000 *m* Höhe, deren Temperatur auf — 80° gesunken war, und am 24. März kühlte sich die Atmosphäre über Finnland in derselben Höhenschicht sogar auf — 90° ab.

Man wird wohl nicht fehlgehen, wenn man dieses Verhalten der Temperatur auf die mit den Jahreszeiten wechselnde Temperierung der polaren Luftmassen zurückführt.

Die Frühjahrsauffahrten fanden in den mittlern und höchsten Höhen auf den Rückseiten und dem Zentrum der Luftwirbel noch die eisige, durch keine Sonnenstrahlen und Konvektionsströme erwärmte Luft des Polarwinters vor, während die Ballonfahrt im Herbste auch in den höchsten Schichten noch die direkten und die indirekten Einwirkungen des hohen Sommerstandes der Sonne verzeichnen konnte.

Diese Erklärung giebt auch eine nähere Einsicht in den früher geschilderten jährlichen Gang der Temperatur der höhern Luftschichten über Europa. Das Minimum des Frühjahrs ist auf die Einwirkung des Polarwinters zurückzuführen, während die hohen Temperaturen des Spätsommers den sommerlichen Luftströmungen aus dem Süden ihr Dasein verdanken.

Von grosser Bedeutung ist die Simultanfahrt des 13. Mai 1897 gewesen, da sie neues Licht auf die rätselhafte Erscheinung der »Maifröste« geworfen hat.

An dem genannten Tage herrschte eine Wetterlage, die kennzeichnend für die Kälteperiode in der Mitte des Monates Mai, für die sogenannten »Eisheiligen« ist. Im W des Kontinentes war es unter dem Einflusse von nördlichen Winden kalt, während im O Europas ungewöhnlich hohe Temperaturen vorhanden waren.

Die Ballonbeobachtungen weisen nun die Thatsache unzweifelhaft nach, dass diese für die »Eisheiligen« charakteristische Temperaturverteilung bis in die höchsten Schichten — bis über 10000 *m* hinauf — vorhanden gewesen ist.

Die Temperaturgegensätze haben sich mit zunehmender Höhe nicht ausgeglichen, sondern im Gegenteil verstärkt.

Im Meeresniveau betrug die Temperaturdifferenz zwischen Petersburg und Strassburg 12°, dieselbe stieg in 5000 *m* Höhe auf 25°, in 7000 *m* auf 32°, in 10000 *m* gar auf 37°.

Die Temperaturverteilung, die am 13. Mai 1897 für West- und Mitteleuropa Maifröste brachte, war also keine lokale, an die Erdoberfläche gebundene Erscheinung, sondern ein meteorologisches Phänomen von weitgehender Mächtigkeit und Bedeutung, das sich auf die ganze — an den in Betracht kommenden Tagen — über Europa lagernde Luftsäule bis zu den höchsten Schichten erstreckte.

Diese Erkenntnis ist für die Erklärung der »Eisheiligen« von ganz besonderer Wichtigkeit, besonders wenn wir noch die Thatsache hinzuziehen, dass die soeben geschilderte Temperaturverteilung einen ausgedehnten Luftwirbel mit kaltem Zentrum bedingt, der fast ganz

Europa bedeckte, mindestens im Niveau von 10000 *m* begann und mit abnehmender Intensität bis nahe an die Erdoberfläche reichte.

Dieser Luftwirbel lenkte auf eine seiner Rückseiten im W einen kalten Luftstrom mit niedrigen Temperaturen weit nach S, während er auf der Vorderseite dem O des Kontinentes bis in die höchsten Regionen warme Luftmengen aus dem S zuführte.

Es ist unmöglich, dass das Vorhandensein eines derartig ausgedehnten, mit grosser Energie begabten Luftdruckgebildes mit lokalen Einwirkungen der Erdoberfläche in Abhängigkeit zu bringen ist, etwa mit einer Erwärmung der Landmassen der Balkanhalbinsel durch die schnell wachsende Deklination der Sonne und einer hierdurch verursachten Auflockerung der Atmosphäre im SO des Kontinentes.

Die Maifröste werden also mit grosser Wahrscheinlichkeit durch ausgedehnte Luftströmungen polaren Ursprunges hervorgebracht, die den grossen Bewegungen der Atmosphäre ihren Ursprung verdanken.

Warum dieses Einbrechen polarer Luftströmungen über Westeuropa oder, besser ausgedrückt, die oben geschilderte Wirbelbewegung gerade in den Tagen des Monates Mai erfolgt, ist allerdings eine andere Frage, deren nähere Untersuchung spätern Forschungen überlassen bleiben muss.«

Der Einfluss der Wärmeschwankungen des Norwegischen Meeres auf die Luftzirkulation in Europa ist von Dr. E. Lesshaft untersucht.[1] Er fasst das Ergebnis seiner Untersuchung wie folgt zusammen:

»Im allgemeinen Gange der Luftzirkulation in Europa treten, wie es scheint, gewisse periodische Veränderungen ein, die auf eine bestimmte Art mit den Schwankungen in dem Wärmezustande des Norwegischen Meeres zusammenhängen. In paaren Wintern, wo die Temperatur des Norwegischen Meeres steigt, ist der allgemeine Gang der Luftzirkulation so beschaffen, dass den Vorrang die nach SO aus dem Norwegischen und Polarmeere vorschreitenden Zyklone erhalten; die Zahl der Zyklonen dieser Gruppe steigt im Verhältnisse zur Zahl derselben in unpaaren Wintern; ja, in paaren Wintern sind die Zyklonen dieser Gruppe überhaupt zahlreicher als die Zyklonen der Gruppe NO. In unpaaren Wintern, wo die Meerestemperatur fällt, wird der allgemeine Gang der Luftzirkulation in der Weise verändert, dass den Vorrang die nach NO aus mehr südlich gelegenen Regionen (südlicher 60° nördl. Br.) vorschreitenden Zyklone erhalten; die Zahl dieser Zyklonen steigt sowohl im Verhältnisse zur Zahl derselben in paaren Wintern, als auch im Vergleiche mit der Zahl der Zyklonen der Gruppe SO.«

Die Erklärung der oben festgestellten Verhältnisse glaubt Verf. in den Bedingungen der Luftdruckverteilung in den obern Schichten der

---

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1899. p. 539.

Atmosphäre suchen zu müssen. Dabei steht er auf dem Standpunkte, dass im Grunde jedes Fortschreiten der Zyklonen nur durch mächtige Luftströmungen in obern Schichten der Atmosphäre bedingt wird. »In den Veränderungen der Richtung der obern Luftströmungen müssen wir also den Schlüssel zur Erklärung der Schwankungen in den Zyklonenrichtungen, wie wir sie oben festgestellt haben, suchen. Wir verdanken es Teisserenc de Bort[1]), die Luftdruckverteilung in der Höhe von 4000 *m* untersucht und kartographisch aufgezeichnet zu haben. Seine Karten zeigen, dass in der Nähe des Nordpoles im Januar auf dieser Höhe sich zwei Minima bilden; das eine Minimum liegt mit seinem Südteile auf dem asiatischen Kontinente, das andere Minimum nimmt in seinen Bereich den N des Neuen Kontinentes. Zwischen diesen beiden Minimis liegt im Bereiche des Norwegischen Meeres ein mächtiger barischer Keil, der wie eine Wand erscheint, welche die beiden zyklonalen Systeme voneinander scheidet. Die Hauptaxe dieses Keiles, d. h. die Linie, durch welche die Punkte grösster Krümmung der Isobaren verbunden werden, ist von SW nach NO gerichtet und liegt mit seinem grössten Teile im Bereiche des Norwegischen Meeres. Westlich von dieser Hauptaxe des Atlantischen Keiles herrscht eine südwestliche Luftströmung; diese Strömung gehört zum zyklonalen Systeme des amerikanischen Minimums. Östlich von der Hauptaxe des Atlantischen Keiles dominiert eine nach SO gerichtete Luftströmung; diese Strömung wird durch das asiatische Minimum hervorgerufen. Das Vorhandensein des Atlantischen Keiles wird, wie es ohne weiters einleuchtet, durch die erwärmende Wirkung der Golfströmung im Bereiche des Norwegischen Meeres erklärt. Die mittlere Lage des Atlantischen Keiles, wie man es aus den Karten Teisserenc's ersehen kann, ist eine derartige, dass sie das Vorschreiten der Zyklonen im Bereiche Europas im gleichen Masse wie nach SO, so auch nach NO gewähren muss. Und dies wird auch durch Rykatscheff's Zahlen bestätigt, welche zeigen, dass im Winterhalbjahre im Mittel für 16 Jahre die nach SO vorschreitenden Zyklone ebenso zahlreich sind wie die nach NO vorschreitenden. Jede Veränderung in der Lage des Keiles muss auf die vorherrschende Bewegungsrichtung der Zyklonen zurückwirken. Zweifellos ist es aber, dass die Lage der Hauptaxe des Atlantischen Keiles in einzelnen Wintern mehr oder weniger differiert von der mittlern Lage dieser Axe. Wie gross die Abweichung von der mittlern Lage ist, hängt natürlich in erster Linie von den Wärmezuschüssen ab, welche durch die warme Golfströmung den Luftmassen im Bereiche des Norwegischen Meeres erteilt werden. Wenn die erwärmende Wirkung des Golfstromes im gegebenen Winter grösser ist als seine mittlere erwärmende Wirkung, so muss die Hauptaxe des Golfstromes ihre Lage ändern und sich etwas nach N und W versetzen, was mit einer mächtigen Entwickelung des Golfstromes in Breite und Länge zusammenhängt. Wenn aber die Wärmezuschüsse des Golfstromes im gegebenen Winter nicht die mittlere Norm erreichen, so muss die Keilaxe nach S und O versetzt werden, im Einklange mit geringerer Entwickelung des Golfstromes in beiden Richtungen, in Breite und Länge. Es ist auch ohne weiteres verständlich, dass jedes Versetzen der Keilaxe nach W oder deren Verlängerung ein Vorwalten der nach SO schreitenden Zyklone hervorrufen muss; umgekehrt jedes Versetzen der Keilaxe zum Kontinente, d. h. nach O oder deren Verkürzung muss den Vorrang den Zyklonen nordöstlicher Richtung geben. Im erstern Falle tritt Europa in den Bereich des asiatischen Minimums, wodurch das Vorschreiten der Zyklonen nach SO befördert wird; im zweiten Falle wird Europa ins System des amerikanischen Minimums einbezogen und dadurch das Vorwalten der Zyklone nordöstlicher Richtung hervorgerufen. Diese Beziehungen mögen uns in genügender Weise erklärlich

---

[1]) Teisserenc de Bort: »Étude sur la circulation générale de l'atmosphère.« Annales du Bureau central met. de France. 1885. Seconde partie.

machen, weshalb die positiven Schwankungen der Meerestemperatur mit dem Vorwalten der Zyklone der Gruppe SO zusammenhängen, die negativen Schwankungen der Temperatur dagegen ein Vorwalten der Cyklone der Gruppe NO hervorbringen.«

Was die zweijährige Schwankungsperiodizität der Temperatur des Norwegischen Meeres betrifft, so glaubt Verf., sie auf folgende Weise erklären zu können. »Wir nehmen an, dass im gewissen Winter, wegen einer ungewöhnlich starken Entwickelung der südwestlichen Luftströmung, der Golfstrom eine besondere Mächtigkeit erhält. Wie man leicht einsieht, werden in diesem Winter den polaren Meeren viel grössere Wärmezuschüsse durch die warmen Strömungen zugebracht, als es gewöhnlich geschieht. Der Wärmezustand des polaren Ozeans muss also in diesem Winter viel günstiger erscheinen als gewöhnlich. Diese Änderung in dem Wärmezustande der polaren Regionen muss natürlich eine Rückwirkung auf die Luftdruckverteilung in den höhern Schichten der Atmosphäre ausüben: Die Tiefe des Polarminimums (Verf. versteht hier das Minimum in höhern Schichten der Atmosphäre, dessen Mittelpunkt auf den Nordpol fällt) wird verringert. Die Verringerung der Tiefe des Polarminimums muss ihrerseits wiederum auf die Luftdruckverteilung in den untersten Schichten der Atmosphäre reagieren. Die subtropische Zone hohen Luftdruckes erscheint nach Ferrel als ein Produkt der Zentrifugalkraft des Polarminimums; die Verringerung der Tiefe des Polarminimums muss also von einer Abnahme des Luftdruckes in subtropischen Breiten begleitet sein. Dieser letzte Umstand kann wieder nicht ohne einen gewaltigen Einfluss auf die Luftströmungen in der Nähe der Erdoberfläche bleiben. Mit der Abnahme des Luftdruckes in den subtropischen Breiten ist eine Abnahme der Stärke wie der Passatwinde, so auch der südwestlichen Luftströmungen des Atlantischen Ozeans verbunden. Auf solche Weise führt eine Steigerung der Golfstromtemperatur, hervorgerufen durch eine starke Entwickelung der südwestlichen Luftströmungen, als Endresultat zu einer Abschwächung dieser selben südwestlichen Luftströmungen, zur Abschwächung der nordöstlichen Meeresströmungen und also zu einer Abnahme der Golfstromtemperatur. Eine positive Schwankung im Wärmezustande des Polarozeans hat also eine Tendenz, die Bedingungen ins Leben zu rufen, welche der Erhaltung des gewonnenen Zustandes entgegenzuwirken bestrebt sind. Im Endresultate wird daher eine volle Umkehrung des Wärmezustandes hervorgerufen, und eine negative Schwankung wird die Folgeerscheinung sein.

Eine negative Schwankung im Wärmezustande des Polarozeans, durch eine ungewöhnlich schwache Entwickelung des Golfstromes hervorgerufen, muss im Gegenteil die Temperaturdifferenzen zwischen Äquator und Pol verschärfen, muss das Polarminimum vertiefen und daher eine Zunahme des Luftdruckes in den Rossbreiten zur Folge haben. Letzterer Umstand muss unbedingt eine Verstärkung der südwestlichen Luftströmung hervorrufen und damit auch eine mächtige Entwickelung des Golfstromes bedingen. Wir haben es hier, wie es scheint, mit einem geschlossenen Kreise der Erscheinungen zu thun, in welchem die eine Gruppe der Bedingungen eine total entgegengesetzte andere ins Leben ruft; diese letztern ihrerseits besorgen ihr eigenes Untergehen und räumen wieder das Feld den Bedingungen der ersten Gruppe. Die einen Bedingungen wachsen aus den andern hervor und werden wiederum von diesen letztern weggeräumt. Dies ist in groben Zügen des Verf. Erklärung der zweijährigen Periodizität der Golfstromschwankungen.

Verf. ist weit entfernt davon, die zweijährige Periodizität als eine allgemeine Erscheinung zu betrachten oder etwa als ein Gesetz aufzustellen. Im Gegenteil hält er die Erscheinungen unserer Atmosphäre für viel zu kompliziert und zu verschiedenartig, als dass ihre Schwankungen durch eine einfache zweijährige Periodizität ausgedrückt werden könnten. Die zweijährige Schwankungsperiode, die wir im Zeitraume 1872—1891 beobachtet

haben, kann natürlich ganz und gar verbleichen in nächster Jahresfolge und nachher wieder hervortauchen mit derselben Periode der Schwankungen, aber vielleicht mit umgekehrten Schwankungsphasen. Seine Meinung geht dahin, dass es verschiedene Abweichungen von der genannten Regelmässigkeit der Schwankungen geben kann, dass aber eine Tendenz zum Vorwalten einer zweijährigen Periodizität unbedingt vorhanden ist, und diese Periode wirklich nach gewissen Zeiträumen einen vollständigen Ausdruck erhalten müsse.

Luftdruckverteilung und Monddeklination. R. Börnstein hat[1]) das Beobachtungsmaterial einer grossen Anzahl von Stationen (Berlin, Magdeburg, Potsdam, Wien, Upsala, San Fernando, Port au Prince, Batavia u. a.) zu einer Untersuchung über die Beziehung zwischen Luftdruckverteilung und Monddeklination benutzt.

Es ergiebt sich aus den in der Arbeit mitgeteilten Zahlenangaben, dass in Berlin, Potsdam, Magdeburg, Greenwich und Brüssel während der Jahre 1884—1898 der mittlere Gang des Luftdruckes im siderischen Monate eine einmalige Schwankung zeigte, deren Maximum, resp. Minimum einige Tage vor dem südlichen, resp. nördlichen Lunistitium eintrat. Weniger deutlich zeigt sich dieselbe Beziehung in Irkutsk und in Wien und ist nur noch angedeutet in Upsala, New-York und San Fernando. In Batavia ist zwar die Lage der Extreme ähnlich wie in Berlin, sonst aber lässt sich dort wie in Port au Prince die anderwärts beobachtete Schwankung des Luftdruckes im siderischen Monate nicht erkennen.

Um einen etwaigen Unterschied der Jahreszeiten festzustellen, teilte Verf. die Luftdruckzahlen von Magdeburg in zwei Hälften und bestimmte getrennt den mittlern Gang des Luftdruckes im Sommer (April bis September) und im Winter (Oktober bis März). Die Extreme, sowie die Amplitude stimmen in der kältern Jahreszeit mit dem Gesamtmittel besser überein, als in der warmen, indem die Wintermonate am 11. und 27. Tage die Extreme mit einer Amplitude von 3.929 *mm*, dazu ein sekundäres Minimum am 23. Tage mit Abweichung von 3.776 *mm* gegen das Hauptmaximum zeigten, die Sommermonate ein Maximum am 12., ein Minimum am 19. Tage, die Amplitude 1.771 *mm*, ausserdem ein sekundäres Minimum am 23. Tage, welches 1.770 *mm* unter dem Hauptmaximum liegt. Es trat also die Beziehung des Luftdruckes zum siderischen Monate deutlicher im Winter als im Sommer hervor.

Da eine ähnliche Wahrnehmung in Betreff des synodischen Monates früher gemacht worden ist (nämlich das Auftreten eines Druckminimums bald nach Vollmond in den Herbstmonaten), so schien es Verf. von Interesse, das benutzte Beobachtungsmaterial auch nach dem synodischen Mondumlaufe zu ordnen. Es wurde dabei in allen den Fällen, wo zwischen zwei Tagen mit Neumond nur 29 Kalendertage lagen, für den 30. Tag der Mittelwert aus den beiden benachbarten Tagen eingeführt. Dass im Durchschnitte aus 190 synodischen Monaten der Luftdruck von Berlin keine regelmässige Änderung erkennen lässt, hat Verf. schon früher mitgeteilt, und die Rechnung nun für 200 synodische Monate wiederholt. Das Ergebnis war das nämliche, und er kann das Gleiche für Magdeburg noch hinzufügen. Als aber 81 synodische Monate aus der Zeit von September bis Januar nach Berliner Beobachtungen zur Mittelbildung vereinigt wurden, trat eine deutliche Schwankung hervor, deren Maximum auf Neumond, Minimum auf Vollmond fällt, mit einer Amplitude von 2.906 *mm*. Weniger charakteristisch ist das Gegenbild, welches 66 synodische Monate der Zeit von Mai bis August aus den nämlichen Berliner Beobachtungen liefert, nämlich ein

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1900. p. 420.

zwar deutliches, aber nur sekundäres Maximum zur Vollmondszeit, während zwei andere Maxima kurz vor dem ersten Viertel und vor Neumond erscheinen. Übrigens fällt ja bekanntlich das südliche Lunistitium durchschnittlich im Winter mit Neumond, im Sommer mit Vollmond nahe zusammen. Wenn nun in den bisher untersuchten Beobachtungsjahren kurz vor dem südlichen Lunistitium ein Maximum des Druckes eintrat, so liegt darin schon die im synodischen Mondlaufe bemerkte, eben erwähnte Beziehung.

Hatte die während des siderischen Monates in der Periode 1884 bis 1898 stattfindende Druckschwankung sich als örtlich begrenzt erwiesen, so schien es wichtig, nun auch eine etwaige zeitliche Beschränkung zu ergründen. Hierbei musste die Vorfrage erledigt werden, ob auch Beobachtungsmaterial für diese Untersuchung verwendet werden dürfe, das nur aus dreimal täglich vorgenommenen Terminablesungen besteht, denn die bisherigen Ergebnisse sind auf »wahre« Tagesmittel des Luftdruckes, d. h. auf den jedesmaligen Durchschnitt von 24 Stundenwerten gegründet, mit alleiniger Ausnahme der Jahre 1887—1889 in Brüssel, für welche zwölfstündige Tagesmittel benutzt wurden. Verf. wiederholte daher für die 100 siderischen Monate vom 5. Juli 1891 bis 24. Dezember 1898 die Berechnung der Berliner Kurve, indem er diesmal die Tagesmittel aus den um 8^a, 2^p und 8^p an der Berliner Landwirtschaftlichen Hochschule ausgeführten Terminbeobachtungen zu Grunde legte. Dabei zeigte sich sehr nahe die gleiche Kurvenform, wie sie vorher aus den Angaben des Barographen hervorgegangen war. Die Differenz der für die einzelnen Tage des siderischen Monates in beiden Reihen gefundenen Luftdruckmittel hat schwankendes Vorzeichen und liegt mit Ausnahme eines Wertes (0.311 *mm*) unter 0.126 *mm*. Im Durchschnitte beträgt der absolute Wert dieser Differenz 0.056 *mm*.

Hiernach hielt Verf. es für zulässig, die Untersuchung auf Grund von Tagesmitteln, die aus dreimal täglich ausgeführten Terminablesungen berechnet sind, fortzusetzen, und unterwarf der Berechnung die Angaben, welche aus Berlin seit 1824 vorliegen. Zunächst konnte er die von Berghaus und bald danach von Mädler gelieferten Beobachtungen benutzen, die täglich fünfmal, zum Teil auch noch häufiger stattfanden und in der Vossischen Zeitung abgedruckt sind. Er berechnete daraus die Tagesmittel im Durchschnitte aus den fünf Terminbeobachtungen von 8^a, 12^b, 2^p, 6^p, 10^p und erhielt so das Material für 320 siderische Monate (vom 8. März 1824 bis zum 13. Februar 1848). Hieran schlossen sich die in Berlin handschriftlich aufbewahrten Beobachtungen des Kgl. Met. Instituts, welche Tagesmittel als Durchschnitt der Beobachtungen um 6^a, 2^p, 10^p angeben und sich über 480 siderische Monate (vom 14. Februar 1848 bis zum 9. Januar 1884) erstrecken. Und endlich konnte noch die bereits früher benutzte Reihe der vom Barographen gelieferten 24stündigen Tagesmittel (200 siderische Monate vom 10. Januar 1884 bis 24. Dezember 1898) hinzugefügt werden. Es betrug also der Umfang des gesamten Berliner Materiales jetzt 1000 siderische Monate oder fast 75 Jahre (vom 8. März 1824 bis zum 24. Dezember 1898), und hieraus wurde nun das Gesamtmittel des Luftdruckes für jeden Tag des siderischen Monates berechnet. Jede einzelne Zahl der so erhaltenen Reihe ist demnach der Durchschnitt aus 1000 Tagesmitteln und auf Grund von 7840 Einzelwerten abgeleitet (nämlich 320, resp. 480, resp. 200 Tagesmittel aus je 5, resp. 3, resp. 24 Einzelwerten). Bei der Mittelbildung wurden alle Tagesmittel mit gleichem Gewichte in Rechnung gezogen.

»Je weiter die Untersuchung auf frühere Jahre ausgedehnt wurde, um so mehr verschwand die einfache Periode der Jahre 1884—1898, welche also als eine allgemein auftretende Erscheinung nicht angesehen werden darf. Stellt man durch Kurven die Ergebnisse der einzelnen Beobachtungsperioden dar, so findet sich zwischen der Zeit 1824—1847 und anderseits 1848—1884 eine gewisse Ähnlichkeit: Maxima am 17. und 10. Tage des

siderischen Monates, Minima danach und dazwischen; weil aber die Kurven der Perioden 1884—1891 und 1891—1898 ganz andere, wiewohl untereinander ähnliche Formen zeigen, so kann von einer dauernden und gleichmässig auftretenden Beziehung zwischen Luftdruck und siderischem Mondumlaufe nicht gesprochen werden. Ist zwischen beiden eine Beziehung vorhanden, so verändert sie ihren Charakter in einer Periode, deren Dauer aus den hier untersuchten 75 Jahren noch nicht erkannt werden kann.«

16. Wolken.

Photographische Aufnahmen charakteristischer Wolkenformen wurden mit grossem Erfolge zu Juvisy von E. Antoniadi ausgeführt.[1]) Auf Tafel V sind zwei derselben in Lichtdruck reproduziert. Fig. 1 zeigt Cirro-Kumulus-Formen, an der Sonne vorüberziehend, Fig. 2 Gewitter-Kumulus zu Paris am 28. September 1899.

Verschiedene Arten von Haufenwolken. Bei Gelegenheit einer Ballonfahrt am 3. Oktober 1899 konnte R. Süring die Entwickelung von Haufenwolken in einer stürmisch bewegten Luftschicht beobachten. Die vollständige Übereinstimmung dieser Wolkenformen mit denen eines ruhigen sommerlichen Kumulus veranlasste ihn, der Entstehungsweise dieser Bildungen nachzuforschen. Folgendes sind seine Ausführungen:[2])

»Am 3. Oktober 1899 lag an der mittlern norwegischen Küste ein Minimum von 735 *mm*, das von SW herangezogen war und nun nach W umbog; die Entwickelung einer Teildepression war in Südschweden angedeutet. Es folgte ein neues Minimum, welches morgens nordwestlich von Schottland, mittags auf der Nordsee zwischen Schottland und Norwegen lag. Dadurch wurde der hohe Luftdruck, welcher sich von Frankreich her ausbreitete, wieder zurückgedrängt, so dass der Luftdruck seit Mittag in stetem Fallen begriffen war. Der Aufstiegsort Berlin lag also im Grenzgebiete zwischen Maximum und Minimum, hatte aber durchaus zyklonales Wetter. Der Wind hatte in der Nacht von S über SW bis WSW gedreht und war stark bögig geworden; die Bewölkung, welche am Nachmittage vorher und früh morgens 10 betrug, sah regendrohend aus. Um 9 Uhr morgens klarte es plötzlich auf, und es blieben nur leichte Alto-Kumuli übrig. Bald nach dem um 9 Uhr 45 Min. morgens stattfindenden Aufstiege bezog sich der Himmel wieder; vom Erdboden waren zeitweilig Kumuli zu sehen, es überwog jedoch die schichtförmige Ausbreitung, so dass ein Beobachter bei nicht ganz sorgfältiger Verfolgung der Vorgänge leicht dazu geführt werden konnte, Strato-Kumulus zu notieren und für die neu gebildeten Wolken eine ähnliche Entstehung anzunehmen, wie für die früh morgens vorhandenen Alto-Stratus- oder Nimbus-Decke. Die starke Luftbewegung würde ihn in dieser Ansicht nur bestärkt

[1]) Knowledge 1900. p. 174. 175.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1900. p. 177.

haben. Und doch waren diese Wolken, wie sich von oben feststellen liess, typische Kumuli.

Nachdem der Ballon in etwa 600 *m* Höhe dünne Wolkenfetzen angetroffen hatte, kam er bei 1200 *m* in die Region der Kumulus-Wolken, die sich bis 2100 *m* erstreckten, d. h. der Ballon blieb stets in der Nähe der Wolken, ohne jedoch mehr als höchstens die äussersten Randgebiete zu berühren. Der Anblick dieser Wolkenmassen war ein überwältigender; meine drei Begleiter — vor allem der durch Naturschönheiten des Hochgebirges verwöhnte Professor F. A. Forel — erklärten, selten oder nie etwas so Grossartiges gesehen zu haben. Horizontal scheinbar unbeweglich quollen die Wolken gewaltig in die Höhe, kleinere Massen wichen vor grössern aus und stiegen nun auf Seitenarmen in wirbelförmigen Säulen in die Höhe, andere Wolkenteilchen lösten sich vom Hauptstamme ab, sanken aber bald als zierlich gewundene Schläuche abwärts und hatten sich bald aufgelöst. Einzelne Teilchen aber, die bis zu 2000 *m* hinaufgelangt waren, breiteten sich zu einem blendend weissen Schirme aus, dessen feines, gestreiftes Gefüge in grellem Gegensatze stand zu den dicken, traubenförmig aufquellenden Massen. Je länger man dieses ungestörte, an immer neuen Wolkenmassen sich wiederholende Schauspiel ansah, desto unglaublicher musste es erscheinen, dass sich dasselbe nicht etwa in ruhiger Luft, sondern bei einer horizontalen Windgeschwindigkeit von ca. 18 *m* per Sekunde entwickelte, während die vertikale Geschwindigkeit höchstens 2 *m* per Sekunde betragen haben wird.

Durch die Beobachtungen im Ballon lässt sich mit Sicherheit feststellen, dass eine Beziehung zwischen den Witterungsänderungen am Erdboden und der Kumulusbildung nicht bestanden hat. Bis zu 600 *m* Höhe betrug die vertikale Temperaturabnahme 0.95 auf 100 *m*, nach den Feuchtigkeitsbeobachtungen am Erdboden berechnet sich bei adiabatischer Zustandsänderung die untere Wolkengrenze zu 600 *m*, und thatsächlich wurden hier dünne Wolken beobachtet; es waren dies also offenbar die Wolken des vom Boden aufsteigenden Stromes. Darüber hinaus nahm aber die Temperaturänderung rasch auf ca. 0.5^{0} per 100 *m* ab, sie betrug zwischen 1000 und 2000 *m* 0.43^{0}, zwischen 2000 und 3000 *m* 0.50^{0}. Die Feuchtigkeit zeigte nur kleine unregelmässige Schwankungen zwischen 70 und 85 %. Zwischen 600 und 1200 *m* war keinerlei Wolkenbildung vorhanden; dann begannen, scharf von der untern Luftmasse abgetrennt, die Kumuli. Aus der Mischung der auf- und absteigenden Ströme am Rande dieser Wolken erklärt sich ungezwungen, dass Temperaturabnahme und Feuchtigkeitsschwankungen so klein waren. Die Windgeschwindigkeit wuchs von ca. 9 *m* per Sekunde am Erdboden (stark böiger Wind) bis auf 20 *m* per Sekunde in 1200 *m*, und blieb dann — mindestens bis zur obern Wolkengrenze — nahezu konstant; eine Abnahme bis auf 16 *m* per Sekunde an der obern Wolkengrenze ist angedeutet, kann aber nicht sicher verbürgt werden.

Weiter oben, bis zu 6000 *m* hat die Windgeschwindigkeit nur wenig zugenommen. Die Windrichtung hat innerhalb der ganzen Luftschicht um ungefähr 45°, von WSW bis WNW, geschwankt. Nur bei so geringen Unterschieden der Windstärke konnten so regelmässige Wolkenbildungen stattfinden.

Für das Verständnis dieser Wolken liegt die Schwierigkeit also nicht so sehr in der stürmischen horizontalen Luftbewegung als in der starken vertikalen Komponente. Es scheint unzweifelhaft, dass ausschliesslich dynamische Wirkungen der grossen nordischen Zyklone in Betracht kommen. Ähnlich wie sich am 3. Oktober eine Teildepression am Erdboden in Schweden entwickelte, haben wir es hier gewissermassen mit einer Teildepression zu thun, die nicht bis zum Erdboden, sondern nur bis zu 1200 *m* Höhe herabreichte. Man wird sich den Vorgang — im Anschlusse an die Untersuchungen von v. Helmholtz und Brillouin — als eine durch die Geschwindigkeitsunterschiede der Luftschichten entstandene Aufrollung von Diskontinuitätsflächen vorstellen können, welche Brandung, Wirbelbewegung und Luftmischung bedingt. v. Helmholtz hat einen ähnlichen Vorgang bei Gewitterbildung vom Rigi aus beobachtet. Wir haben also zwei durchaus verschiedene Kumulus-Arten zu unterscheiden: den ruhigen, durch Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse am Erdboden bedingten, an die warme Tages- und Jahreszeit gebundenen Kumulus und den hier geschilderten Kumulus. In Analogie zu der Gruppierung der Gewitter wird man diese beiden Arten als Wärme- und als Wirbel-Kumulus bezeichnen können. Ebenso wie bei Gewittern ist trotz der verschiedenen Entstehungsursache die Wirkung — in diesem Falle die Wolkenform — absolut gleich. Die verschiedene Ursache der Kumuli ist zwar nicht unbekannt; sie war insbesondere den englischen Wolkenforschern Cl. Ley und R. Abercromby geläufig, ist aber vielleicht doch bisher nicht genügend beachtet worden. Wenn man die Entwickelung und Umformungen der Wolken verfolgt oder die Höhe misst, dürfte in manchen Fällen die Unterscheidung der beiden Kumulus-Gruppen auch vom Erdboden aus möglich sein. Der durch thermische Ursache entstandene Kumulus wächst sehr langsam an und ist namentlich an seiner täglichen Periode leicht zu erkennen. Charakteristisch für den auf dynamischen Einwirkungen beruhenden Kumulus ist seine Unabhängigkeit von der Tageszeit; es scheint, dass er sich auf breiter Basis und meist sehr schnell entwickelt. Von unten ist dann die reine Kumulus-Form nur verhältnismässig kurze Zeit erkennbar; bald ist nahezu der ganze Himmel bedeckt und damit die Möglichkeit einer richtigen Bezeichnung genommen. Der Wirbel-Kumulus hat im allgemeinen eine grössere Höhe, unter ihm liegen häufig lose Schicht- oder Mischungswolken.«

Messungen der Wolkenhöhe in Norwegen 1896—1897. Die während des internationalen Wolkenjahres zu Bossekop (69° 57.5'

nördl. Br., 23° 15′ östl. L. Gr.) ausgeführten direkten Messungen der Wolkenhöhen sind in einer Bearbeitung von N. J. Föyn vom norwegischen meteorologischen Institut herausgegeben worden.[1]) Die Messungen geschahen mit Theodoliten an zwei 1179 *m* voneinander entfernten Stationen.

Folgende Höhen wurden erhalten:

	Höhen in *km*			Geschwindigkeit in *m* p. s.		
	Juni-Sept.	Max.	Min.	Juni-Sept.	Max.	Min.
Ci	8.32	11.79	5.56	18.5	59	3
Ci-S	6.61	10.39	3.29	17.8	39	2
Ci-Ku	5.35	8.39	2.24	10.8	24	1
A-S	4.65	6.20	2.88	13.0	—	—
A-Ku	3.42	6.66	1.88	10.7	37	3
S-Ku	1.34	3.21	0.35	5.4	12	2
N	0.98	3.12	0.20	5.9	10	—
Ku_s	2.16	4.82	0.60	7.2	18	1
Ku_b	1.32	2.93	0.34	7.2	13	3
$Ku\text{-}N_s$	3.96	9.02	1.48	—	—	—
$Ku\text{-}N_b$	2.04	3.03	0.83	—	—	—
S	0.66	1.91	0.01	7.0	—	—

Eine tägliche Periode der Höhen lässt sich aus dem Beobachtungsmateriale nur für die untern Wolken erkennen; eine Zunahme der Höhe mit steigender Temperatur ist für Ci, S-Ku, Ku und Ku-N ausgeprägt, jedoch ist dabei zu berücksichtigen, dass nur drei Temperaturgruppen (0—10°, 10—15°, über 15°) unterschieden sind. Um einen Überblick über Geschwindigkeits- und Häufigkeitsverteilung der Wolken in der Vertikalen zu gewinnen, ist folgende Zusammenstellung aus den Tabellen berechnet.

Höhenschicht	Geschwindigkeit	Häufigkeit
0— 2000 *m*	6.5 *m* p. s.	98
2000— 4000	7.3	85
4000— 6000	12.5	44
6000— 8000	15.4	62
8000—10000	19.0	69
10000—12000	24.4	7

Die Häufigkeitsverteilung ist nahezu dieselbe wie über dem Blue Hill: Maxima bei 1400 und 8000 *m*, Minimum bei 5600 *m*.

Ausser den direkten Messungen in Bossekop sind Beobachtungen der Wolkenform, Zugrichtung und scheinbarer Geschwindigkeit dreimal täglich von August 1896 bis Ende Dezember 1897 an folgenden Stationen gemacht:

Lödingen	68° 24′ nördl. Br.	16° 1′ östl. v. Gr.
Trondhjem	63 26	10 22
Aasnes	60 37	11 58
Christiania	59 55	10 43

Das Beobachtungsjournal ist vollständig mitgeteilt und in einer zweiten Tabelle die Häufigkeit der verschiedenen Zugrichtungen der einzelnen Wolkenformen für die warme und kalte Jahreszeit zusammen-

[1]) Christiania 1900. Der Text oben nach dem Berichte von R. Süring in Meteorologischer Zeitschrift 1900. p. 429.

gestellt. Dieser Tabelle sind folgende Angaben entnommen; die Zugrichtung ist in Graden angegeben, von 0° als S im Sinne des Uhrzeigers bis 360° zählend.

Mittlere Zugrichtungen der Wolken.

Station	Ci	Ci-S	Ci-Ku	A-S	A-Ku	S-Ku	N	Ku	Ku-N	S
1. Warme Jahreszeit (April—September):										
Bossekop[1] . .	79	78	88	—	64	79	131	73	—	48
Lödingen . . .	19	38	13	—	—	33	—	10	—	50
Trondhjem . .	58	76	50	36	54	56	84	31	73	49
Aasnes	69	77	82	—	68	170	352	55	2	357
Christiania . .	88	69	69	139	82	311	343	—	—	—
2. Kalte Jahreszeit (Oktober—März):										
Lödingen . . .	73	18	31	—	—	38	44	53	358	34
Trondhjem . .	111	72	100	89	75	76	99	19	112	80
Aasnes	130	99	114	—	110	54	43	—	—	73
Christiania . .	139	97	109	100	129	139	314	—	—	—

Beobachtungen der Wolken in Manila, während des internationalen Wolkenjahres. Die vom Observatorium in Manila in spanischer Sprache publizierten Ergebnisse der Beobachtungen und trigonometrischen Höhenmessungen der Wolken auf den Philippinischen Inseln sind von Dr. P. Bergholz einer sorgfältigen und vergleichenden Analyse unterworfen und damit auch den deutschen Meteorologen allgemeiner zugänglich geworden.[2])

In dem Werke selbst ist die von der internationalen Kommission festgesetzte Einteilung und Benennung der Wolken durchgeführt. Als hohe Wolken werden betrachtet: Cirrus und Cirro-Stratus; als mittelhohe: Cirro-Kumulus, Alto-Kumulus, Alto-Stratus, Kumulo-Nimbus; als untere: Kumulus, Nimbus, Stratus, Strato-Kumulus. Teilt man das Jahr in drei Perioden: I. Dezember—März, II. April—November, III. Juni—September, so ergeben die Beobachtungen Juni 1896 — Mai 1897 folgende Mittelwerte:

	Höhe in *km*	Zugrichtung	Geschwindigkeit in *m* per Sekunde
a) hohe Wolken:			
I. Gruppe	11.15	S 15.5° W	10.5
II. »	10.16	N 45° O	14.5
III. »	11.98	N 62° O	14.6
b) mittelhohe Wolken:			
I. Gruppe	5.67	S 42° O	5.0
II. »	5.08	S 84° O	5.1
III. »	6.14	S 49° O	9.2
c) untere Wolken:			
I. Gruppe	1.88	N 79° O	7.0
II. »	1.68	N 67° O	4.6
III. »	1.68	S 18° W	5 3

[1]) Beobachtungen von Juni—September.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1900. p 106.

Der Einfluss der täglichen und jährlichen Wärmeschwankung auf der Höhe der Wolken kommt am kräftigsten in der Höhe des Ku. und Ku.-N. zum Ausdrucke. Folgende Tabelle enthält die Mittelwerte für die Höhen in den Stunden 8^h — 12^h a., 12^h — 4^h p., 4^h — 8^h p. in *km*:

Form	April—September				Oktober—März			
	8–12 a.	12—4 p.	4—8 p.	Mittel	8—12 a.	12—4 p.	4—8 p.	Mittel
Cirrus	10.68	11.44	11.28	11.13	11.20	11.18	9.51	10.63
Cirro-Stratus . .	11.31	15.81	11.78	12.97	10.52	12.87	11.52	11.64
Cirro-Kumulus . .	6.59	6.03	7.85	6.82	5.56	5.78	7.93	6.42
Alto-Stratus . .	2.31	4.76	5.83	4.30	—	—	3.90	—
Alto-Kumulus . .	5.23	5.74	6.15	5.71	4.88	4.19	4.85	4.64
Strato-Kumulus .	2.00	—	1.81	1.90	2.35	—	2.29	2.32
Nimbus	1.55	—	1.21	1.38	1.24	1.63	1.60	1.49
Kumulus	1.62	1.94	1.95	1.84	1.79	1.83	1.84	1.82
Kumulo-Nimbus .	5.19	9.83	4.35	6.45	3.26	2.11	4.04	3.14
Stratus	1.05	0.95	1.20	1.06	—	—	—	—

Die grössten Geschwindigkeiten haben die hohen Wolken. Bemerkenswert ist die geringe Geschwindigkeit der Ci.-Ku. und A.-Ku. Es ist denkbar, bemerkt Dr. Bergholz, dass die kleinere Komponente ihrer absoluten Geschwindigkeit vertikal ist. Dann liesse sich mutmassen, dass die Ci.-Ku. und A.-Ku. aus der aufsteigenden Bewegung der Ku. hervorgehen, diese aufsteigende Bewegung nimmt mit der Höhe ab.

Die grösste Geschwindigkeit der hohen Wolken fällt auf den Nachmittag, die der untern Wolken um den Mittag herum, zur Zeit, wenn die höhere Temperatur den Aufstieg am meisten begünstigt.

Die grössten Höhen der hohen Wolken treten im Juni auf (Maximum 20.4 *km* für Cirrus), die grösste Höhe im allgemeinen in den Monaten der Gruppe III. Den grössten Geschwindigkeiten der untern Wolken begegnet man in den Monatsgruppen I und II, den grössten Geschwindigkeiten der mittelhohen Wolken aber in den Monaten der Gruppe III.

Die Temperatur der untern Schichten der Atmosphäre scheint allein auf die Wolken aus den unter Tags aufsteigenden Strömen von Einfluss zu sein.

Mittlere Höhe in *km* bei verschiedenen Temperaturen.

C°	Ci.	Ci.-S.	Ci-Ku.	A.-S.	A. Ku.	S.-Ku.	N.	Ku.	Ku.-N.	S.
17—27°	9.7	11.1	6.4	7.1	4.8	2.3	—	1.6	3.3	—
27—37°	10.8	11.3	6.3	4.3	5.1	1.9	1.5	1.8	5.0	1.0

Die Beziehung zwischen Wolkenhöhe und Luftdruck gelangt wenig zum Ausdrucke. In den Monatsgruppen II und III erscheinen die grössern Höhen der hohen Wolken bei den niedrigern Barometerständen, während die niedrigen Wolken bei höherem Barometerstande in der Gruppe II die geringere Höhe zeigen.

In den Monaten der zweiten und dritten Gruppe kommen die hohen Wolken aus dem ersten Quadranten, fast aus O, dies stimmt mit den direkten Beobachtungen völlig überein. Die mittelhohen und untern Wolken haben grösstenteils auch dieselben Richtungen. Von grossem Einflusse sind dabei die Ku.-N., die, wenn sie ihrer Höhe wegen auch den mittelhohen Wolken beigezählt werden müssen, doch ihren Eigenschaften nach zu den untern Wolken gehören.

Die Ku. kommen in den Monaten der II. und III. Gruppe vorzugsweise aus dem zweiten Quadranten, das deutet darauf hin, dass sie während dieser Zeit vom SO-Passat beeinflusst werden. In der ersten Monatsgruppe bestimmt der NO-Passat ihre Richtung. Dieses Verhalten der Wolken bestätigt die in dem Werke Baguios ó Ciclones bereits ausgesprochene Behauptung, dass von einem SW-Monsun im Gebiete der Philippinen keine Rede sein kann. Wenn auch die gewählte Tabelle nicht so klar wie die nach den Monatsgruppen zusammengestellte diese Thatsachen erkennen lässt, so treten sie aber doch hinreichend klar hervor.

Die mittlern Geschwindigkeiten scheinen im Verhältnisse der Höhen zuzunehmen, doch ist die Anzahl der Beobachtungen nicht gross genug, um sichere Resultate zu verbürgen.

In der Periode vom April bis September, die die Taifunzeit einschliesst, kommen die Strömungen über 5000 *m* aus Richtungen zwischen NO und O, die Strömungen unter 5000 *m* hingegen aus Richtungen zwischen S und OSO. In dem Zeitabschnitte vom Oktober bis zum März haben die hohen und niedrigen Strömungen Richtungen zwischen NO und SSO.

17. Niederschläge.

Über den täglichen Gang der Sommerregen bei verschiedenen Wetterlagen hat Dr. E. Less eine beachtenswerte Untersuchung veröffentlicht.[1]) Er erörtert zunächst die Regenverteilung an den Sommertagen mit starken und mit schwächern Regenfällen für Berlin und ein paar andere Orte, sodann den täglichen Gang für die verschiedenen Windrichtungen. Im Anschlusss an die letztern Betrachtungen werden ferner noch mehrere besondere Luftdruckverteilungen und die ihnen entsprechende Verteilung des Regens auf die Hauptabschnitte des Tages erörtert.

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1900. Februar. p. 49.

Less findet, dass das Nachmittagsmaximum im täglichen Gange der Sommerregen überall um so später eintritt, einen je grössern Anteil an denselben die starken, auf eine Übersättigung folgenden Regenfälle haben, und dass man daher schon allein aus der Zeit dieses Maximums einen Rückschluss auf die Natur der Niederschläge ziehen kann. »Für Wien berechnete Hann aus siebenjährigen Registrierungen die Zeit des Hauptmaximums im Sommer um 7 bis 8 Uhr nachmittags, während ihm eine frühere, kürzere Beobachtungsreihe dasselbe zwischen 2 und 4 Uhr nachmittags ergeben hatte. Jedoch auch die einzelnen Jahre der neuern Reihe zeigten fast ausnahmslos das Abendmaximum, und ein solches wiesen auch die Intensität und die Häufigkeit der Regenfälle, sowie die Häufigkeit aller schwerern Regen auf. Ein ähnliches spätes Maximum findet sich in Klagenfurt und in Bern, an ersterem Orte daneben ein scharf ausgesprochenes sekundäres Maximum am Nachmittage. In Basel tritt nach der Untersuchung Riggenbach's ein Maximum des Regenfalles um 5—6 Uhr nachmittags zugleich mit dem Maximum der Gewitterhäufigkeit während derselben Jahre, ein noch etwas grösseres Maximum erst um 11—12 Uhr nachmittags und ein drittes um 7—8 Uhr morgens ein; doch sind hier mit dem eigentlichen Sommer die Monate April, Mai und September zusammengefasst, in denen überall die nächtlichen Regen mehr zur Geltung gelangen. Nach allem kann aber, wie schon Hann bemerkt, das späte Abendmaximum der Regenmenge durchaus keine so lokale Erscheinung sein, sondern es tritt wahrscheinlich sehr verbreitet auf, und man wird daher schliessen können, dass die Übersättigung der Luft mit Wasserdampf, auf welche dasselbe dieser Untersuchung zufolge mit grösster Wahrscheinlichkeit zurückgeführt werden muss, ein sehr viel häufigeres und bedeutungsvolleres Vorkommnis ist, als bisher im allgemeinen wohl angenommen wurde.«

Was den täglichen Gang der Niederschläge an Tagen ohne Platzregen, d. h. an gewöhnlichen Regentagen betrifft, so findet Less für Berlin, dass es bei den nördlichen Winden viel mehr und viel häufiger am Vormittage, bei den südlichen hingegen am Nachmittage regnet; der Unterschied in den Eintrittszeiten des täglichen Maximums beträgt bei der Regenhöhe wie bei der Regenhäufigkeit volle vier Stunden. »Dies wird jedenfalls zum Teil eine Folge der bekannten Thatsache sein, dass die das Regenwetter mit sich bringenden Barometerdepressionen in ihrer grossen Mehrzahl nördlich an Berlin vorüberziehen, so dass ihnen hier südwestliche Winde vorangehen und nordwestliche nachfolgen müssen. Denn erfolgt der Vorübergang einer solchen Depression am Vormittage, so wird demnach für den ganzen Tag, weil die SW-Winde oft schon am vorhergehenden Tage begannen, ein Vorherrschen von nordwestlichen, und erfolgt derselbe am Nachmittage, so wird ein Vorherrschen von südwestlichen Winden zu erwarten sein. »Da indessen der Umfang der einzelnen Barometerdepression, zumal im Sommer, nur in den

seltenern Fällen gross genug ist, um bei schnellem Fortschreiten die Windrichtung an einem Orte vom Morgen bis zum Abende zu beherrschen, so erschien diese Erklärung für so bedeutende Unterschiede in der Regenverteilung bei nördlichen und südlichen Winden nicht ausreichend, sondern Less glaubt, dieselben wenigstens zum Teil, in Übereinstimmung mit seinen täglichen Beobachtungen, auch auf die verschiedenartige Einwirkung weiter entfernter Minima zurückführen zu können, welche sich öfter an den gleichen Stellen wiederfinden.

»Es liegt,« sagt Dr. Less, »auf der Hand, dass man hieraus für die Vorausbestimmung der in nächster Zukunft zu erwartenden Witterung in manchen Fällen einigen Vorteil ziehen kann. Wenn z. B. nach einem trockenen Vormittage im Sommer bei südwestlichen Winden Barometer und Wolken innerhalb der nächsten 24 Stunden Regen erwarten lassen, und man dann auf der Wetterkarte von 8 Uhr morgens ein Minimum nördlich von Schottland findet, so wird man mit grosser Wahrscheinlichkeit darauf rechnen können, dass der Regen noch vor Mitternacht fällt, und das Minimum nordostwärts weiterzieht. Wenn anderseits an einem Regentage mit NW-Winden und geringen barometrischen Änderungen, an dem ein flaches Minimum über Westrussland lagert, das Wetter bald nach Mittag sich aufzuklären beginnt, so ist es gleichwohl wahrscheinlich, dass der Regen am nächsten Morgen oder in den Vormittagsstunden sich weiter fortsetzen wird.

Aber auch für Untersuchungen mehr theoretischer Art dürfte das gewonnene Ergebnis nicht ohne Bedeutung sein. Denn wenn sogar bei solchen Barometerdepressionen, welche sich im Laufe des Tages uns weder erheblich nähern, noch von uns entfernen, sich grössere Unterschiede im täglichen Gange der Niederschläge bemerkbar machen, so wird man daraus schliessen müssen, dass die letztern hauptsächlich sekundären Depressionen zuzuschreiben sind, deren Entwickelung bei jeder Gruppe der Minima in der Regel in derselben Gegend und um dieselbe Tageszeit erfolgt. Um diese Folgerung weiter zu prüfen, hat Less für die ausgewählten Fälle der sieben Gruppen nach den Wetterberichten der Deutschen Seewarte gezählt, wie oft von den deutschen Stationen um 8^h a., um 2^h p. und 8^h p. Regen gemeldet worden war. Diese Zahlen, dividiert durch die Gesamtzahl der Beobachtungen, ergaben sodann die Grösse, welche Köppen als »absolute Regenwahrscheinlichkeit« bezeichnet hat. Dieselbe wurde für die Gebiete der Nordseeküste, Ostseeküste, des norddeutschen Binnenlandes und Süddeutschlands getrennt berechnet, welche, soweit keine Nachrichten fehlen, um 8^h a. und 8^h p. bezw. mit 6, 7, 8 und 7, um 2^h p. freilich nur mit 4, 4, 3 und 2 Stationen an der telegraphischen Berichterstattung beteiligt sind. Die folgende Tabelle enthält die absoluten Regenwahrscheinlichkeiten jeder Gruppe.

Absolute Regenwahrscheinlichkeit in Deutschland für Tage, an denen zu Berlin mehr als 2 (aber in keiner Stunde mehr als 5) *mm* Regen fielen.

	Nordsee			Ostsee			norddeutsches Binnenland			Süddeutschland		
	8a.	2p.	8p.	8a.	2p.	8p.	8a.	2p.	8p.	8a.	2p.	8p.
1. Min. W v. Irland oder Schottland	0.24	0.11	0.07	0.11	0.16	0.14	0.08	0.29	0.15	0.09	0.10	0.03
2. Min. bei Schottl. od. Norwegen nach NO .	0.25	0.09	0.05	0.13	0.11	0.09	0.08	0.11	0.16	0.20	0.05	0.16
3. Min. bei Schottl. od. Norwegen, stationär .	0.17	0.00	0.07	0.03	0.15	0.26	0.13	0.14	0.03	0.11	0.30	0.06
4. Min. auf d. Nordsee .	0.20	0.06	0.15	0.10	0.14	0.16	0.07	0.12	0.08	0.11	0.00	0.08
5. Min. bei Dänemark .	0.22	0.14	0.16	0.22	0.17	0.16	0.16	0.08	0.09	0.17	0.22	0.05
6. Min. bei Finnland .	0.16	0.10	0.12	0.15	0.12	0.10	0.20	0.19	0.13	0.02	0.21	0.04
7. Min. bei Westrussl.	0.08	0.04	0.06	0.12	0.11	0.03	0.20	0.21	0.11	0.14	0.07	0.09

»In den ersten vier Gruppen schreiten die Regenfälle deutlich ostwärts oder nordostwärts fort, während ihre Verbreitung mit geringerer Bestimmtheit in der 6. und vielleicht auch der 5. Gruppe nordsüdlich, in der 7. etwa von NO nach SW erfolgt. Im allgemeinen ist die Regenwahrscheinlichkeit an der Küste etwas grösser als im Binnenlande, nur in den Gruppen 6 und 7 ist sie im norddeutschen Binnenlande entschieden am grössten. Jedenfalls scheint auch aus dieser Zusammenstellung hervorzugehen, dass bei den typischen Barometerdepressionen im Sommer sehr häufig Teilminima zur Ausbildung gelangen, welche auch ihrerseits an ziemlich bestimmte Lagen und Zugstrassen gebunden sind. Nicht selten findet man dieselben, wie in allen fünf Fällen der Gruppe 3 schon in der Wetterkarte von 8^h a.; in denjenigen Fällen aber, wenn sie erst im Laufe des Tages entstehen oder nicht genügende Tiefe besitzen, um in dem weitmaschigen Stationsnetze unserer synoptischen Wetterkarten erkannt zu werden, dürfte die zeitliche Verfolgung der durch sie verursachten Niederschläge ähnlich wie diejenige der Gewitter ein nützliches Hilfsmittel zur Bestimmung ihrer Bahnen sein.«

Die Regenverhältnisse der Provinz Ostpreussen sind von Prof. G. Hellmann tabellarisch und kartographisch dargestellt worden.[1]) In einer Tabelle giebt er die zehnjährigen Mittel (1889—1898) von 178 ostpreussischen Orten, auf deren Daten die Karte beruht. Dieselbe zeigt klar, dass in einem Flachlande schon kleine Bodenerhebungen auf das Ausmass und die Verteilung der Niederschläge einen merklichen Einfluss ausüben. Für ganz Ostpreussen ist eine

---

[1]) Regenkarte von Ostpreussen. Mit erläuterndem Text und Tabellen von G. Hellmann, Berlin 1900.

mittlere Niederschlagshöhe von rund 600 *mm* anzunehmen. Der Vergleich mit 51 jährigen Mittelwerten einer Anzahl von Stationen zeigt, dass die obigen zehnjährigen Mittel (1889—1898) etwas zu hoch sind, diese Periode also zu nass war. Die Schwankungen der Niederschlagsmengen von Jahr zu Jahr sind überhaupt gross und erfolgen nach Gesetzen, die wir noch nicht kennen. Das absolute Tagesmaximum des Regens ist auf 70—90 *mm* zu veranschlagen, ja es kann überall, am häufigsten in den binnenländischen Kreisen eine Tagesmenge von 100 *mm* und darüber vorkommen, die indessen an einem und demselben Orte alle 50 Jahre kaum einmal zu erwarten ist. Die absolut grösste Regenmenge fiel 1898 am 10. Juli zu Goldap bei einem Gewitter und betrug 144 *mm*.

18. Winde und Stürme.

Eine Beziehung zwischen Tornados und den Gezeiten im Meerbusen von Guinea wird von Korv.-Kapitän Graf v. Oriola behauptet.[1])

»Im Gebiete des Kamerun-Flusses konnte mit grosser Regelmässigkeit wahrgenommen werden, dass die in der Übergangszeit besonders zahlreichen Tornados nie vor Beginn der Ebbe eintraten, meistens dagegen unmittelbar mit dem Einsetzen der letztern oder kurz nachher. Es liess sich deutlich beobachten, wie die den Tornado begleitende eigentümliche Wolkenfiguration während der Flut ihre Stellung am Horizonte nicht veränderte, während sie bei Ebbe mit grosser Geschwindigkeit heraufrückte. Abgesehen von dem meteorologischen Interesse, dass die Erscheinung bietet, ist sie von praktischem Werte speziell für das Einlaufen in den Kamerun-Fluss insofern, als die Tornados von äusserst heftigen Regengüssen begleitet sind, die die Sichtigkeit der Luft auf ein Minimum reduzieren und für das Auffinden der Bojen oder Landmarken höchst unbequem sind. Droht daher ein Tornado, so ist nach den bisherigen Erfahrungen anzuraten, womöglich vor Eintritt der Ebbe das schmale Fahrwasser zu passieren.

Aber nicht nur im Flussgebiete, sondern auch an der offenen Küste wurde bei jeder Gelegenheit beobachtet, dass Tornados und Flutwechsel zeitlich im Zusammenhange stehen, so z. B. bei Viktoria, Fernando Po, Kap Lopez und Princess Island. Teilweise wurden die eigenen Beobachtungen durch Aussagen von europäischen Küstenbewohnern bestätigt gefunden.«

Die Trombe von Boras. Am 3. Juli 1899 trat in der Nähe der genannten Stadt in Westgotland (Schweden) in den Nachmittagsstunden nach einem Gewitter eine Trombe auf, welche grosse Verheerungen anrichtete. M. Jansson hat die Gegend besucht und über das Auftreten der Trombe Material gesammelt.[2]) Nach den Berichten

---

[1]) Annalen der Hydrographie 1900 p. 258.
[2]) Bihang till k. Svenska Vet.-Acad. Handlingar 26. Afd. I. No. 3.

von Augenzeugen sah man eine Wolke wie ein Schlauch zur Erde sich herabsenken, welche Bäume entwurzelte und beim Überschreiten eines kleinen Sees, dessen Wasser wie eine Säule emporzog. Nach dem das Phänomen den See überschritten hatte, brach es in einen Wald ein und warf auf seinem Wege, in einer Breite von 40 *m* sämtliche Bäume um. Rechts von dieser Strasse zeigten die Bäume bis 260 *m* Entfernung Verwüstungen, links nur bis zu 150 *m*. Jansson hat von den Waldverwüstungen zwei Photographien aufgenommen (Taf. IV); man erkennt auf denselben, dass die Bäume beiderseits schräg nach innen in die Bahn der Trombe geworfen worden sind. Einige Beobachter sahen, dass die Trombe rotierte, im entgegengesetzten Sinne der Bewegung eines Uhrzeigers. Nachdem die Trombe auch noch den See Viared überschritten hatte, verlor sie ihre Intensität. Die Dimensionen der Trombe waren beträchtlich, so dass sie Jansson für einen kleinen Tornado erklärt. Nahe dem Zentrum ihrer Bahn war ihre Gewalt so bedeutend, dass sie kleine Bäume mit der Wurzel und dem daran haftenden Erdreiche ausriss und mehrere Meter weit forttrug, so dass innerhalb derselben ein äusserst starker Auftrieb der Luft stattgefunden haben muss. Jansson macht darauf aufmerksam, dass in dem Bezirke, wo die Trombe auftrat, nach der Isothermenkarte der Wind in der Richtung des thermischen Gradienten wehte, eine Erscheinung, die sich jedesmal, so oft als Tromben in Schweden auftreten, gezeigt habe. Tromben, (Tornados, Böen) sowie Gewitter bilden sich gern bei gleichen Luftzuständen, auch sind beide Phänomene häufig zugleich beobachtet worden.

Über wasserhosenartige Erscheinungen im Golfstrome berichtet Kapitän H. Haltermann[1]) folgendes:

»Im Golfstrome, dem »great weather-breeder« Maurys, verursachen die kalten Nordwestwinde des nordamerikanischen Winters oft sehr sonderbare Erscheinungen, die, soweit bekannt, in andern Meeresteilen kaum vorkommen, und die schon von Prof. Köppen in einer in »Ann. d. Hydr.« 1890. p. 445, veröffentlichten Arbeit genauer untersucht worden sind. Ähnlich dem grossen, an der West- und Nordgrenze des Golfstromes auftretenden Unterschiede in der Wasserwärme, welcher nicht selten während der Fahrt des Schiffes von Viertelstunde zu Viertelstunde 13° beträgt, ist dort im Winter der Unterschied zwischen Luft- und Wasserwärme ein grosser, und gerade dieser macht sich in seinen Folgen dem Auge in eigentümlicher Weise bemerkbar. Durch aufsteigenden Wasserdampf erscheint dann oft die Meeresoberfläche in Nebel gehüllt und, was besonders dabei auffällt, nach allen Richtungen hin zeigen sich Wasserhosen von kleinem Umfange und von geringer Höhe. Dabei weht der Wind fast immer in kurzen Stössen, und es giebt häufige Schnee- und Hagelböen.

Im Januar des Jahres 1897 beobachteten zwei deutsche Schiffe, die Bremer vom Kapt. H Bandelin geführte Viermastbark »Robert Rickmers« und die Papenburger Bark »Meria«, Kapt. H. Schnieders, dies Dampfen des Meeres und das Auftreten der vielen kleinen Wasserhosen in stark

[1]) Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, März 1900. p. 118.

ausgeprägter Weise. Am 23. und 24. Januar hatte sich ein Tiefdruckgebiet über dem Golfstrome nach NO bewegt, und unter dem Einflusse der in seinem südwestlichen Quadranten wehenden kalten Nordwestwinde zeigten sich dann die vorerwähnten Erscheinungen. Im Tagebuche von »Robert Rickmers«, der sich am Mittage des 25. Januar in 36.4° nördl. Br. und 74° westl. L. befand, und auf dem an diesem Tage gleichzeitig die Luftwärme gleich —0.7°, die Wasserwärme gleich +19.8° gemessen wurde, bei Wind NW 6, einem Luftdrucke von 761 *mm* und $^3/_4$ bedecktem Himmel, finden sich folgende Angaben: »Sehr starkes Dampfen des Seewassers. Sehr viele kleine, unbedeutende Windhosen in allen Richtungen.« Als nachmittags die Wasserwärme unter 16° gesunken war, wird im Tagebuche weiter bemerkt: »Das Verdunsten des Seewassers nimmt ab, aber immer noch viele kleine Wasserhosen. Puffige Brise.« Am 26. Januar, an welchem Tage der Nordwestwind die Stärke 7 hatte, die Wasserwärme auf +6°, die Luftwärme auf —3° gesunken war, findet sich im Tagebuche nur die Bemerkung: »Schönes Wetter.«

Die, wie »Robert Rickmers«, nach einem nordamerikanischen Hafen bestimmte Bark »Maria« stand am 25. Januar mittags in 36° nördl. Br. und 71° westl. L. mitten im Golfstrome, wo die Wasserwärme eine gleichmässige und die Luftwärme, wenn auch eine geringe, doch noch weit über 0° war. Das Schiff war näher dem Mittelpunkte des östlich vorübergezogenen Tiefdruckgebietes und stand deshalb unter niedrigerem Luftdrucke, als »Robert Rickmers« gleichzeitig beobachtete. Bei »Maria« war am 25. Januar der Wind NW 8, der Luftdruck 758 *mm*, die Luftwärme 6° und die Wasserwärme 17°, Kapt. Schnieders bemerkt dazu: »Starker Nebel auf dem Wasser, Hagelböen«. Am 26. Januar, als »Maria« nach 37° nördl. Br. und 70° westl. L. gelangt war, wehte Sturm aus NW in Stärke 9, das Barometer zeigte noch auf 758 *mm*, ebenso waren auch Luft- und Wasserwärme der am Vortage beobachteten nahezu gleich geblieben. Heute wie am vorhergehenden Tage war der Himmel ganz bewölkt. Im Tagebuche befinden sich folgende Bemerkungen: »Nebel mit Hagelböen; die Wolken stehen in langen, trichterähnlichen Streifen an verschiedenen Stellen auf dem Wasser und haben das Aussehen von Wasserhosen. Auch der Nebel steigt mitunter auf und erscheint wie ein Wald. Zwischen den Böen ist es flau. Am 27. Januar, als die Luftwärme bei »Maria« auf 12° gestiegen war, finden sich im Tagebuche keine Bemerkungen ähnlicher Art mehr. Während der letzten Hälfte des Monates Januar wurden auch sonst noch in diesem Teile des Atlantischen Ozeans niedrige Lufttemperaturen beobachtet. So wurde am 27. Januar in 44° nördl. Br. und 62° westl. L. die Luftwärme gleich —5° gemessen, doch betrug die Wasserwärme dabei nur 1.8°. Am 22. Januar hatte die Luft in 45° nördl. Br. und 46° westl. L. eine Wärme von —5° und gleichzeitig in 41° nördl. Br. und 49° westl. L. eine solche von —1°. An beiden Orten wehte zur Zeit ein kräftiger Nordwind.

Auch während des folgenden Monates beobachteten Mitarbeiter der Seewarte Erscheinungen der vorher beschriebenen Art. Kapt. G. Schmidt, vom Hamburger Dampfer »Prussia«, berichtet darüber Folgendes in seinem Tagebuche: »Am 20. Februar in 41° nördl. Br. und 60° westl. L., Wind NW 9, Luftdruck 761.5 *mm*, Luftwärme —1.5° und Wasserwärme 15°, Hagel- und Schneeböen. Beobachteten den ganzen Tag Windhosen an der Grenze der Hagel- und Schneeböen. Sie erschienen vom Schiffe wie starke, grauschwarze Dampfwolken und mochten einen Durchmesser von 20—30 *m* haben. Die Hose unter den Wolken war bald trichterförmig, bald bandähnlich, bald mit einer krummen, bald mit einer gebrochenen Linie vergleichbar. Die Bewegung in den Hosen war rechts drehend; viele liefen so schnell wie der Wind; andere blieben hinter ihm zurück. Der Himmel war zu drei Zehnteln bewölkt.« Auch »Prussia« befand sich damals in dem hintern Teile eines Tiefdruckgebietes. Am 19. Februar hatte das

Barometer auf 748.0 *mm* gezeigt, um 8 Uhr morgens des 20. Februar war ein Stand von 752 0 *mm* abgelesen worden.

Ganz ähnliche Erscheinungen, wie die im Vorstehenden beschriebenen, wurden übrigens schon im Januar des Jahres 1862 von einem der jetzt an der Seewarte angestellten Beamten beobachtet und beschrieben. Es geschah dies, als sich das nach Baltimore bestimmte Bremer Schiff »Neptun«, Kapt. M. Bahle, nahe am westlichen Rande des Golfstromes, nicht weit von seinem Bestimmungsorte entfernt, befand. Auch hier war auf vorher wehenden warmen Südwestwind ein stürmischer, kalter Nordwest gefolgt, bei dem das an den vorhergehenden Tagen sehr niedrig stehende Barometer allmählich einen höchsten Stand von ungefähr 780 *mm* erreichte. Es wurden damals folgende Bemerkungen niedergeschrieben: »Der Wind lief westlicher und brachte kühles, heiteres Wetter. Je mehr indessen der Himmel abklarte, um so stärker begann es zu wehen, und schliesslich wehte aus Nordwest voller Sturm, der jedoch merkwürdigerweise immer nur in Stössen auftrat. Man konnte die Windstösse schon vorher bemerken, denn sie warfen das weisse Wasser vor sich her, als ob es von einer Wasserhose emporgehoben würde. Die ganze Erscheinung hatte in der That so sehr das Aussehen einer Wasserhose und war auf einen solch kleinen Raum beschränkt, dass Verf. geneigt war, sie wenigstens als von kleinen, äusserst heftigen Wirbelwinden herrührend, anzusehen. Auf dem Wasser sausten sie mit der grössten Schnelligkeit dahin.«

Die Orkane der Philippinen besprach Dr. P. Bergholz auf Grund des Buches von P. Algué, welcher unter dem Titel: »Baguios ó Ciclones Filipinos« das umfangreiche Material, das bis dahin über die Tropenorkane von den grossen Observatorien in Manila, Shanghai, Hongkong und Tokio zusammengebracht hat, in geschickter Weise zu einem Ganzen verarbeitet. Besonders zahlreich mussten die in Manila gesammelten Beobachtungen sein, weil sich wohl kaum eine grössere atmosphärische Störung in den Gewässern des »Fernen Ostens« ausbildet, die sich nicht auch auf den Philippinen geltend macht. In dem Buche sind — wie das dem Zwecke, der ja ein rein praktischer sein soll, entspricht — die allgemeinen Gesichtspunkte, welche sich für die Bildungsstätten, die Bahnen und die Zonen der Orkane ergeben, zerstreut. Wir wollen hier auf diese etwas näher eingehen, können aber naturgemäss das grosse Tabellenmaterial, die Belege, nicht mitteilen.

Nach Viñes vereinen die Zyklonengegenden der Tropen in sich in mehr oder weniger ausgeprägter Weise folgende geographische Bedingungen:

An grosse, an Meerbusen und Buchten reiche Festlandmassen im W, deren Küsten von N nach S verlaufen, schliessen sich im O weite ausgedehnte Meere, die mit Inseln übersäet sind. Diese Bedingungen sind mehr oder weniger vollständig in den Zyklonengegenden Zentralamerikas, der Philippinen und der Chinasee, der Meere Indiens und auf der südlichen Halbkugel des südlichen Afrikas mit den benachbarten Inseln Madagaskar, Mauritius, Rodriguez u. s. w. erfüllt. Für die verschiedenen Jahreszeiten bieten diese Gegenden nicht die gleichen Bedingungen für die Bildung der Zyklonen.

Um die Orkane Ostasiens bis zu ihrer Ursprungsstätte verfolgen zu können, mussten erst Beobachtungen von den Karolinen,

den Marianen und den östlich von Mindanao gelegenen Meeresteilen vorliegen, Beobachtungen, die erst in den letzten Jahren in ergiebigerem Masse gemacht worden sind.

Gruppiert man die Zugstrassen der von 1878 an genauer bekannten Orkane nach Monaten, so erkennt man nicht nur die tropischen Bildungsstätten, man findet auch, dass die Orkane gewisser Monatsgruppen in ihren Zugstrassen und ihren Bildungsstätten viele Ähnlichkeit haben. Allerdings lassen sich scharfe Grenzen nicht ziehen, da die Orkane der benachbarten Monate, wie z. B. des September und des Oktober, sich in ihrer Bahnrichtung und in ihrem Ursprunge naturgemäss sehr nahe stehen müssen. Wenn wir aber hieran in entsprechenden Fällen denken, so kann man die Orkane in drei Monatsgruppen, von denen die erste die Monate Dezember bis März, die zweite die Monate April, Mai, Oktober und November, die dritte die übrigen Monate des Jahres, die sogenannten Taifunmonate, umfasst, bringen.

Die Bildungsstätte weitaus des grössten Teiles aller Tropenzyklonen liegt östlich der Philippinen, es bilden sich noch viele von ihnen südlich des 10. Breitengrades, aber keine nördlich des 20.

In der ersten Monatsgruppe des Jahres entsteht der grössere Teil der Orkane in niedern Breiten als 10°, nur Anfang Dezember und Ausgang März verschiebt sich die Bildungsstätte etwas weiter nach N, so dass sie für die Gruppe zwischen die Breiten 5° und 12° und die Längengrade 145° und 143° zu verlegen ist.

Das Bildungsgebiet der Zyklonen erstreckt sich in der zweiten Monatsgruppe von 17—6° nördl. Br. und von 142—129° östl. L. v. Greenw. In der dritten Monatsgruppe ergeben sich als Grenzen 20° und 8° nördl. Br. und 139° und 126° östl. L. v. Greenw. Zieht man die Isobaren- und Isothermenkarten, die dem »Boletin Mensual« des Observatoriums in Manila, Jahrgang 1894, entnommen sind, zu Rate, so findet man, dass die Ursprungsstätten in der ersten Monatsgruppe zwischen den Isobaren 757 und 759 *mm* und den Isothermen 27° und 30° liegen. Für die zweite Monatsgruppe finden wir dieselben Isobaren und die Isothermen 28° und 30° als Grenzen. Im September liegt die Bildungszone in der Isobare 757 *mm*, in den übrigen Monaten der dritten Gruppe zwischen 757 und 759 *mm*. In allen Monaten dieser Gruppe treffen wir auf die Isothermen 28 und 29°.

Darnach bilden sich die Orkane in Gebieten, in denen weder der barische, noch der thermische Gradient eine nennenswerte Grösse besitzt, also in einer Art von neutralen Zone.

Die Bildungsstätten wandern vom Februar bis zum Juli und August nach NNW, um dann bis zum Januar wieder nach SSO zurückzuwandern. Diese Wanderung lässt eine Beziehung zwischen der Deklination der Sonne und den Ursprungsstätten der Zyklonen erkennen.

Die Bahnen der Tropenorkane Ostasiens lassen sich in zwei

grosse Abteilungen bringen: in die Bahnen der Orkane des Stillen Ozeans und in die Bahnen der Orkane der Chinasee. Erstere schneiden den 130.⁰ östl. L. v. Greenw. nicht, die Orkane der Chinasee aber durchschneiden diesen Meridian oder bilden sich zufällig in der Chinasee selbst.

Bahnen der Orkane des Stillen Ozeans.

	Monat	Neigung des 1. Astes[1])	Mittl. Breite des Scheitels der Parabel	Neigung des 2. Astes
1. Gruppe . . .	Dezember, Januar, Februar, März	NNW	15—19⁰	NNO
2. Gruppe . . .	April, Mai, Oktober, November	NW	16—21⁰	NO
3. Gruppe . . .	Juni, Juli, August, September	NWzN	21—25⁰	NOzN

Im allgemeinen haben alle Bahnen dieser Orkane eine parabolische Form. Die mittlere Neigung der Zugstrassen ist beim Durchschneiden der Breite von Manila (14⁰ 35′) viel grösser als die mittlere Neigung im ersten Ast. Besonders auffallend ist dies in den Monaten der ersten Gruppe, dies hängt wohl damit zusammen, dass die Breite des Scheitels der Zugbahn der Breite von Manila sehr nahe kommt.

Bahnen der Orkane der Chinasee.

Keiner der sich in den Monaten der ersten Monatsgruppe bildenden Orkane dieser Abteilung biegt zurück, hat also eine parabolische Bahn. Möglich ist es immerhin, dass die eine oder andere dieser Zyklonen im Innern des asiatischen Kontinentes zurückbiegt, doch fehlen die Beobachtungen hierfür zur Zeit noch.

Einige Orkane der zweiten Gruppe haben eine parabolische Bahn, sie biegen in der Chinasee im S des Kanales von Formosa zurück, da sich aber der erste Ast ihrer Bahn weniger nach N neigt, als dies bei den Orkanen des Stillen Ozeans der Fall ist, so vollzieht sich auch ihre Rückbiegung in niedern Breiten als bei jenen Orkanen.

Viel häufiger biegen die Orkane zurück, welche den eigentlichen Taifunmonaten angehören oder zur dritten Gruppe gezählt werden, sie erreichen auch viel höhere Breiten. Die zurückbiegenden Orkane der dritten Gruppe stehen in ihren Eigenschaften den Orkanen des Stillen Ozeans derselben Gruppe sehr nahe. Folgen wir dem Verlaufe der Zugstrassen der Orkane, der Chinasee, die nicht zurückbiegen, so ergiebt sich:

[1]) Beim Durchschneiden der Breite von Manila.

Die Orkane, welche sich in den Monaten Dezember bis März bilden, haben von Anfang an eine Richtung WzN, die sie auch auf ihrem Zuge durch den südlichen Teil der Chinasee beibehalten. Sie landen im Dezember und Januar auf dem Kontinente in Französisch-Cochinchina und dem südlichen Anam, und im Februar und April etwas nördlicher, fast ausschliesslich in Anam. Demnach liegt der Ursprung dieser Orkane zwischen 5° und 12°, ihre Landungsstelle aber zwischen 8° und 15° (Zone dieser Orkane).

Die Orkane des April und Mai schlagen eine Richtung NWzW ein, sie landen im April im nördlichen Anam, im Mai im Golfe von Tonkin und der Strasse von Hainan, Ende Mai aber in der Gegend von Macao. Die Oktober-Zyklonen, welche WNW-Richtung einschlagen, erreichen den Kontinent in den ersten Tagen des Monats im N von Hongkong, weiter im Monate aber mehr nach S, im Golfe von Tonkin. Im November ist die Richtung der Orkane wieder WzN und ihre Landungsstelle wieder Anam. Die Ursprungsstätte dieser Gruppe liegt zwischen 6° und 17°, die Landungsstelle zwischen den Breiten 12° und 23°.

Von den Orkanen der dritten Gruppen kommen die Juni-Orkane bei NW-Richtung zwischen Breaker Point und der Strasse von Hainan an die Südküste von China. Einige biegen im S des Kanales von Formosa zurück.

Die Juli-Taifune, die anfangs auch NW-Richtung einschlagen, können in drei Klassen eingeteilt werden. Die der ersten Klasse verlaufen wie die des Juni, die der zweiten landen an der chinesischen Küste zwischen Amoy und Shanghai oder biegen zurück und gehen in NNO-Richtung durch das Gelbe Meer. Die der dritten Klasse endlich biegen Formosa gegenüber zurück und laufen auf das Japanische Meer zu.

Im August bleibt die ursprüngliche Richtung der Zyklonen NW. Sie verhalten sich sonst wie die Juli-Zyklonen. Die September-Orkane haben anfangs die Richtung NWzW, sind aber sonst den Klassen 1 und 3 der Juli-Orkane beizuzählen.

Die Zone für die Orkane der Monate der dritten Gruppe liegt in der Ursprungsstätte der Orkane zwischen 8° und 20° Br., ihre Landungsstätte ist von den Parallelen 30° und 18° eingeschlossen.

Stellt man nun mit Hilfe der Isobarenkarten die Bedingungen fest, unter denen sich die Zyklonen in den verschiedenen Monaten und Gruppen von Monaten bilden, so findet man: Die Zugstrassen der Orkane des Stillen Ozeans der Monatsgruppe 1 liegen in ihrem Ursprunge zwischen den beiden Zentren hohen Druckes, von denen das eine auf dem Kontinente, das andere im Stillen Ozeane liegt, sie laufen auf das Zentrum niedrigen Druckes zu, das einen Teil des Behringsmeeres einnimmt. Die Orkane der Chinasee folgen niedern Breiten, die von den äussersten Isobaren des Zentrums hohen Druckes in Asien erreicht werden. In dem Masse, wie das Zentrum vom Januar zum März sich verflacht und zurückzieht,

rücken auch die äussersten Isobaren nach N vor, und demzufolge gewinnen nun auch die Zugstrassen an Breite.

Die Karten (Isobaren der Monate der zweiten Gruppe) ergeben, dass sich die Orkane des Stillen Ozeans im April und Mai zwischen den äussersten Isobaren der Hochdruckgebiete des Stillen Ozeans und Asiens bewegen.

Die Zugstrassen der Orkane der Chinasee verlaufen südlich der Isobare 760 *mm* des Hochdruckgebietes von Asien auf das Niederdruckgebiet Hindostans zu. Im Oktober und November werden sie in dem Masse, wie sich das Hochdruckgebiet in Asien entwickelt, immer mehr in niedere Breiten gedrängt, immer aber ist auch die Ausbildung des Gebietes niedern Druckes in Hindostan für ihre Bahn massgebend.

Die Orkane des Stillen Ozeans haben für ihren Verlauf, besonders im Oktober, die mächtige Zone zwischen den Philippinen, Japan und der Isobare 760 *mm* des Hochdruckgebietes des Stillen Ozeans. Im November wird die Zone durch die weitere Entwickelung des kontinentalen Hochdruckgebietes schmaler. Die Orkane des Stillen Ozeans dieser Gruppe nehmen ihren Lauf auf die Depression im hohen Norden (im NNO von Manila) zu.

Als charakteristisch für die Monate der dritten Gruppe lässt sich bezeichnen, dass vom Juni bis zum September (wenigstens bis zur Mitte des Monates) das Zentrum hohen Drucks von den Küsten Asiens sich zurückzieht und verschwindet. Hiermit steht im Zusammenhange, dass die Bahnen der Orkane höhere Breiten erreichen, und dass die Orkane des Stillen Ozeans sehr nahe dem 125.^{0} östl. L. v. Greenw. zurückbiegen, also näher den Philippinen als in den frühern Monaten. Eine alleinige Ausnahme machen die Orkane der zweiten Hälfte des Septembers, die 5—8^0 östlicher ihre Biegung haben. Alle Orkane des Stillen Ozeans haben das nördliche Zentrum niedern Druckes als Endziel. Die Orkane der Chinasee nehmen in dem Grade, wie sich das Hochdruckgebiet des Kontinentes nach N verlagert, also bis Ende August und Anfang September, eine immer mehr nordwärts gerichtete Bahn an, wenn aber um die Mitte des September das Niederdruckgebiet weiter nach S wandert, müssen auch die Bahnen dieser Zyklonen folgen. Einige Orkane des Juli folgen nach ihrer Rückbiegung einer stark nach N gerichteten Bahn, sie durchkreuzen das Gelbe Meer und wandern auf ein kleines Zentrum niedrigen Drucks zu, das sich in Sibirien ausgebildet hat.

19. Elektrische Erscheinungen.

Die täglichen Schwankungen der Luftelektrizität hat A. B. Chauveau seit 1891 in Paris und auf der Spitze des Eiffelturmes beobachtet.[1]) Er findet, dass für die gemässigten Klimate

[1]) Compt. rend. 79. p. 500.

zwei verschiedene Typen der täglichen Schwankung der Luftelektrizität in der Nähe des Bodens existieren, der eine in der warmen Jahreszeit und der zweite in der kalten: Im Sommer zeigt sich ein sehr ausgesprochenes Minimum während der warmen Tagesstunden und bildet das Hauptminimum in allen Fällen, in denen der Beobachtungsort nicht genügend frei ist vom Einfluss des Bodens, naher Bäume oder Gebäude; die ganze Tageskurve zeigt eine doppelte Schwankung. Im Winter hingegen wird das Nachmittagsminimum schwächer oder verschwindet, während das Nachtminimum stärker hervortritt; im ganzen scheint die Schwankung eine einfache zu sein mit einem Tagesmaximum und einem Minimum um 4 Uhr morgens. Dieser Charakter ist um so schärfer ausgeprägt, je freier der Beobachtungsort ist.

Dieser Unterschied zwischen dem Winter- und Sommertypus in der Nähe des Bodens wird bekräftigt durch die Beobachtungen, welche einerseits von Lemström zu Sodankylä in Finnland (1883 bis 1884) und anderseits auf dem Observatorium zu Batavia (1887 bis 1895) gemacht worden sind. Jede dieser Stationen giebt sozusagen ein übertriebenes Bild der Schwankungen, welche in der gemässigten Zone während des Winters und während des Sommers beobachtet worden sind.

Die tägliche Schwankung auf dem Gipfel des Eiffelturmes hingegen ist im Sommer vollkommen verschieden von der am Zentralbureau beobachteten: sie zeigt die auffallendste Analogie mit der Winterschwankung. Und ganz der gleiche Wintertypus findet sich, weniger ausgesprochen zwar, aber vollkommen scharf, in dem Mittel, welches die dreimonatlichen Beobachtungen im Sommer 1898 auf dem Observatorium zu Trappes (Höhe 20 *m*) ergeben haben. Er scheint somit überhaupt der charakteristische Typus der Tagesschwankung zu sein, wenn ein Einfluss vom Boden her nicht stattfindet.

An den Stationen hingegen, wo der Kollektor (benutzt wurde ein Thomson'scher Wasserstrahlkollektor) von Gebäuden oder nahen Bäumen beherrscht wird, tritt der dem Sommer entsprechende Typus stärker hervor; das Nachmittagsminimum vertieft sich auf Kosten des Nachtminimums, das zuweilen verschwindet. Die Schwankung kann nun auch eine einfache sein, aber sie ist dann umgekehrt wie die Winterschwankung, d. h. man hat ein Tagesminimum und ein Nachtmaximum. Diese abnorme Form der Tagesschwankung hat Mascart früher aus den Sommerbeobachtungen am College de France abgeleitet; man findet sie ferner in Greenwich, wo der Kollektor unter sehr ungünstigen Verhältnissen aufgestellt ist.

Aus diesen Beobachtungen schliesst Chauveau, dass ein Einfluss des Bodens, der im Sommer am grössten ist und nach Peltier wahrscheinlich vom Wasserdampf herrührt, auf den Gang der täglichen Schwankung störend einwirkt; dass das wahre Gesetz dieser

Schwankung, von dem jede annehmbare Theorie Rechenschaft geben muss, sich in einer einfachen Oszillation zeigt mit einem Maximum am Tage und einem Minimum zwischen 4 und 5 Uhr morgens.

Gewitter ohne Donner. Über diese ausserordentlich seltene Naturerscheinung wird aus Schanghai unterm 14. August geschrieben: Am Donnerstag Abend wurde Schanghai wieder von einem schweren Gewitter heimgesucht, das sich indessen ganz eigentümlich von den Gewittern unterschied, die wir hier sonst so häufig haben. Ich möchte es ein »schweigendes Gewitter« nennen, da es trotz heftiger und fortwährender elektrischer Entladungen fast geräuschlos verlief. Den ganzen Tag hindurch war das Wetter ungewöhnlich schwül und drückend gewesen und so heiss, wie wir es hier nur selten haben. Gegen Abend fiel das Barometer plötzlich bedeutend und der Wind, der bis dahin südlich gewesen war, drehte sich nach Osten. Gleichzeitig zog von Südwesten eine schwarze Wetterwand herauf, die in ganz kurzer Zeit sich bis zum Zenith erstreckte. Auch nach Nordwesten und Nordosten zu standen schwere Gewitterwolken, im übrigen aber war der Himmel so klar, dass wir die meisten Sterne deutlich wahrnehmen konnten. Aus allen Wolken zuckten fortgesetzt heftige Blitze, und gegen $7^1/_2$ Uhr abends überzog sich der ganze Himmel mit einem grauen Wolkenschleier, der aber doch nicht so dicht war, dass wir die hellern Sterne nicht mehr hätten wahrnehmen können. Um 8 Uhr entlud sich dann über uns ein Gewitter, wie wir es in gleicher Heftigkeit in diesem Jahre kaum vorher gehabt hatten. Die Blitze, oft sechs oder sieben, flammten auf allen Seiten des Himmels zu gleicher Zeit auf, und mit den vielen Zweigen, die von ihnen abströmten, glichen sie einem Feuernetze, das unausgesetzt von neuem aufloderte. Das Eigentümlichste aber war, dass diesen Blitzen kein Donner folgte, und nur zuweilen vernahm ich ein Geräusch, das wie weit entfernter Donner klang. Während des Gewitters, das über eine Stunde dauerte, sank die Temperatur nur um wenige Grade. Das Phänomen ist nicht unbekannt, aber ausserordentlich selten.[1])

Die Zunahme der zündenden Blitzschläge, welche zuerst Prof. W. v. Bezold für Bayern nachgewiesen, ist auch von H. v. Zeller für Württemberg erkannt worden.[2]) Derselbe hat zunächst nachgewiesen, dass dort (wie in Preussen und Bayern) die Häufigkeit der Brandfälle in starkem Wachsen begriffen ist, und zwar in stärkerem, als die Zunahme der Gebäudezahl, während die Intensität der Schäden etwas abnimmt. Verf. giebt u. a. für jedes von ihm untersuchte Jahrzehnt die Brandursachen geordnet nach der Zahl der auf je 1 Million Gebäude kommenden Brandfälle in folgender Tabelle:

---

[1]) Das Wetter 1899. p. 264.

[2]) Württemb. Jahrbücher für Statistik u. Landeskunde 1899. Heft 2. Gaea 1900. p. 663.

I. 1861—1870.

1.	Sonstige Ursachen	114.1
2.	Brandstiftung	96.2
3.	Fahrlässigkeit	89.5
4.	Blitz	87.2
5.	Zündeln	47.0
6.	Explosion	4.5

II. 1871—1880.

1.	Brandstiftung	157.2
2.	Sonstige Ursachen	124.2
3.	Blitz	97.1
4.	Fahrlässigkeit	69.9
5.	Zündeln	40.8
6.	Explosion	7.8

III. 1881—1890.

1.	Brandstiftung	203.9
2.	Blitz	152.5
3.	Sonstige Ursachen	147.1
4.	Fahrlässigkeit	101.1
5.	Zündeln	62.1
6.	Explosion	8.9

IV. 1891—1897.

1.	Blitz	186.3
2.	Brandstiftung	184.7
3.	Fahrlässigkeit	181.4
4.	Sonstige Ursachen	163.3
5.	Zündeln	80.8
6.	Explosion	21.5

Die Blitzschläge rücken in diesen vier Perioden von der vierten zur ersten Stelle vor; umgekehrt sinken »Sonstige Ursachen« (fehlerhafte Feuerungseinrichtungen, Selbstentzündung und Russ im Kamin) von der ersten zur vierten Stelle herab, während Brandstiftung und Fahrlässigkeit in der jüngsten Periode dieselbe Stellung einnehmen wie in der ersten, nachdem in den beiden mittlern Perioden die Häufigkeit der Brandstiftung sich gesteigert, diejenige der Fahrlässigkeit sich vermindert hatte.

Es fragt sich, ob diese Zunahme der Schadenblitze, wie Prof. v. Bezold geschlossen hat, auf eine Zunahme der Intensität der Gewitter zurückzuführen ist oder nicht. v. Zeller verneint dies. »Man wird,« sagt er, »nicht ohne weiteres auf eine grössere Häufigkeit und Heftigkeit der Gewitter schliessen dürfen. Es ist an sich denkbar, dass in einem gegebenen Zeitraume die Häufigkeit der elektrischen Entladungen an der Erdoberfläche eine annähernd gleiche Grösse bleibt, dass aber sozusagen eine Verschiebung in den »Konduktoren« — als solche dienen ja Gebäude, Bäume, Felsen u. s. w. — eingetreten ist, infolge welcher jetzt häufiger als früher der Ausgleich elektrischer Spannungen an Gebäuden erfolgt; man denke nur an die immer häufigern Eisenkonstruktionen, den Rauch und Dunst der Städte und Industrieansiedelungen, welche elektrische Konduktoren sind. Manchen Aufschluss ergäbe wohl eine Zerlegung der Statistik nach Stadt und Land, die aber wohl nur in einem grossen Landesgebiete mit verhältnismässig geringen Unterschieden in den meteorologischen Verhältnissen beweiskräftig sich durchführen liesse, und welche zur Voraussetzung haben müsste, dass die Berichte von Stadt und Land mit gleicher Sorgfalt gesammelt würden. So ergiebt die preussische Brandstatistik[1]) für das Land eine viel grössere Beteiligung des Blitzes an den Ursachen der Brandschäden als für die Stadt, zweifellos infolge der grössern Zerstreuung

[1]) Zeitschrift des Königl. preuss. statist. Bureaus, herausgegeben von F. Blenck, 38. Jahrg. 1898. p. XLVII, und Preussische Statistik, herausgegeben vom Königl. preuss. statist. Bureau in Berlin. No. 156. 1900. p. 195.

der ländlichen Gebäude und einer mit der Flächenausdehnung wachsenden Blitzgefahr. Die zunehmende Besiedelung des freien Landes durch Landhäuser, Fabriken u. s. w. erscheint so besonders geeignet, zur Erhöhung der Blitzgefahr einen Beitrag zu liefern.«

Im Anschlusse an diese statistische Vergleichung der Ursachen der Feuerschäden in Württemberg hat Prof. Dr. A. Schmidt in Stuttgart, im Interesse der Meteorologie den die Blitzgefahr betreffenden Teil dieser Verluststatistik einer weitern, vornehmlich mathematischen Analyse unterworfen.[1])

Er behandelt die von v. Zeller gegebenen Zahlenreihen für die Häufigkeit der Brandfälle nach der Methode der kleinsten Quadrate und findet, dass demgemäss die Blitzgefahr sich in dem Zeitraume von 44 Jahren annähernd versechsfacht hat. Allein auch die andern Brandursachen sind gewaltig gestiegen. Bezeichnet man den millionsten Teil der Gebäudezahl mit A, die jeweilige Zahl der jährlichen Blitzschläge mit B, so zeigt die Zunahme des Quotient B/A das Fortschreiten der Blitzgefahr. Allein diese Thatsache ist zunächst nur eine versicherungstechnische, deshalb aber noch nicht eine meteorologische.

»Dasjenige,« sagt Prof. A. Schmidt, »was versicherungstechnisch ein Gebäude heisst, hat sich im Laufe der Jahre verändert. Verkehr und Industrie haben den Volkswohlstand gehoben und in Stadt und Land die Ansprüche ans Leben, besonders an die Grösse des Wohnraumes gesteigert, zugleich ist der grosse Bevölkerungszuwachs vorzugsweise den Städten, den Ansammlungen grosser Häuser zu gute gekommen. Nicht bloss ist der einzelne Gebäuderaum im Verhältnisse der Zahl der Familien oder als Fabrik im Verhältnisse der Zahl der Arbeiter, denen er durchschnittlich zu dienen hat, gewachsen, es ist zugleich die auf das Individuum durchschnittlich entfallende Kubikmeterzahl gewachsen. Der Begriff Gebäude hat sich also quantitativ verändert. Seinem Wachstume, soweit es durch die Vermehrung der Bewohnerzahl allein bedingt ist, entspricht eine ungefähr proportionale Vermehrung der übrigen Brandursachen ausser dem Blitze. Dem ganzen Wachsen des Gebäudemasses aber und noch besonders dem Wachsen in die Höhe entspricht die Steigerung der Blitzgefahr.

Umgekehrt hat der Zähler B mit den Jahren eine quantitative Verminderung seines Einheitsmasses erfahren, und zwar ebenfalls für alle Brandursachen, in besonderem Grade aber für die zur Anzeige gekommenen Blitzschäden. Erwägen wir doch die Veränderungen, welche die allmählich sich vollziehende Umwandlung des Ackerbaustaates zu einem Industriestaate in der Volksseele, in der Stellung der Bürger zu Gesetz und Recht hervorgebracht hat! Wer sich lebhaft ins Bewusstsein von Grossmutter und Grossvater hineindenkt, weiss, dass der Ausbruch von Feuer eine Schande, wenn

[1]) a. a. O. p. 89 u. ff.

nicht gar ein Gottesgericht für die Hausbewohner war, dass man es schwer nahm mit gerichtlichen Anzeigen, mit schriftlichen Eingaben, dass auch das Entgegenkommen der Behörden viel zu wünschen übrig liess. Man verheimlichte die unbedeutendern Feuerschäden, man scheute sich, wegen kleinerer Sachen zu prozessieren. Ganz anders ist das heutzutage. Ein Grund der Nichtzunahme der durchschnittlichen Entschädigung ist die zunehmende Sitte, auch kleinere Schäden durch Entschädigung anzumelden. Durch die Bagatellsachen wird die Zahl der Schäden gesteigert, die durchschnittliche Schadengrösse verkleinert. Dass dieses insbesondere auch für die Blitzschläge zutrifft, zeigt eine von v. Bezold mitgeteilte Statistik. Die in Bayern für Blitzschäden gewährten Entschädigungen zeigen eine fortschreitende Abnahme der Prozentzahl von schwerern Fällen mit zündenden Blitzen zu Gunsten der leichtern Fälle mit nichtzündenden, sogenannten kalten Schlägen von der Zahl 51.6 % im Jahre 1883 bis 22.6 % im Jahre 1897. Wenn wir uns aber endlich fragen, ob von der Veränderung in der Volkspsychologie wohl alle Brandursachen eine gleiche versicherungsstatistische Steigerung erfahren werden, so ist dies begreiflicherweise wohl nicht zu bejahen. Für alle andern bleibt die mögliche Strafe wegen Fahrlässigkeit ein Beweggrund der Verheimlichung, des Verzichtes auf eine Entschädigung, für den Blitz nicht. So wie in dem Quotienten B/A der Nenner betreffs der Blitzgefahr eine besonders grosse Steigerung seines Einheitsmasses erwarten lässt, so der Zähler eine besonders grosse Verminderung.

Dass die grosse Zunahme der Blitzgefahr in langer Periode, welche die Versicherungsstatistik errechnet, ihre Ursache nicht oder höchstens nur in geringem Masse in einer Veränderung der atmosphärischen Bedingungen haben könne, beweist auch die Statistik der Blitztötungen, so unvollständig dieselbe bis jetzt sein mag.

Eine kurze Reihe giebt Prohaska für Steiermark und Kärnthen. Daselbst wurden vom Blitze getötet:

in den Jahren:	1886	1887	1888	1889	1890	1891	1892	1896	1897
Personen:	24	18	14	10	12	22	18	24	11

Eine von E. Blenck mitgeteilte Statistik der Tötung von Menschen durch Blitz giebt folgende jährlich auf 100000 Todesfälle kommende Tötungen durch Blitz:

Jahr	in Preussen	in Bayern	in Sachsen
1882	15	9	4
1883	22	15	9
1884	30	14	14
1885	28	12	28
1886	24	9	21
1887	15	11	14
1888	23	15	13
1889	30	28	26
1890	24	28	—
1891	26	—	—

Nach den Angaben der Königl. preussischen Statistik kommen auf je 1 Million Einwohner folgende Zahlen jährlicher Blitztötungen von Menschen:

Jahre:	1854—1858	1869—1873	1874—1878	1879—1884	1885—1887
Tötungen:	4.49	3.90	4.58	5.00	5.66

Jahre:	1888	1889	1890	1891	1892	1893	1894
Tötungen:	5.19	6.99	5.70	5.80	4.56	5.15	4.77.

Es ist wahrscheinlich, dass die kleine Zunahme dieser Zahlen in der wachsenden Sorgfalt der Erhebungen ihren Grund hat, insofern die Zählung der nicht unmittelbar erfolgten Tötungen erst mit den Jahren geregelt wurde.

Wir kommen daher zu dem Schlusse, dass die versicherungstechnisch nachweisbare Steigerung der Blitzgefahr, welche in Süddeutschland seit der Mitte des 5. Jahrzehnts des 19. Jahrhunderts andauert, der meteorologischen Bedeutung entbehrt, weil dieselben sozialen Veränderungen, welche eine physikalisch scheinbare Zunahme der andern Brandursachen erklären lassen, auch eine noch grössere scheinbare Zunahme der Blitzgefahr mit erklären.«

Damit ist also auch die Hypothese eines Parallelismus in der Häufigkeit der zündenden Blitzschläge mit derjenigen der Sonnenflecke zurückgewiesen.

Die Zerstörung von Gewittern und Hagelwettern durch Schiessen. Untersuchungen über das Wetterschiessen sind auf Veranlassung des österreichischen Ackerbau-Ministeriums von J. M. Pernter und W. Trabert angestellt worden,[1]) denen sich auch A. Stieger, Bürgermeister in Windisch-Feistritz, der Erfinder des Verfahrens, angeschlossen hatte. Die Untersuchungen wurden auf dem von der Firma K. Greinitz Neffen in Graz auf deren Hammerwerke St. Katharein a. d. Lomming eingerichteten Schiessplatze durchgeführt. Über die Frage aber, ob das Wetterschiessen wirklich den Hagel abwehrt, können Pernter und Trabert nur einiges Thatsächliche berichten, wenngleich ihre Versuche indirekt in Bezug auf diese Frage wichtig sind.

20. Optische Erscheinungen.

Photometrische Bestimmungen der Intensität des Sonnenlichtes sind von Ch. Dufour in Morges versucht worden.[2]) Da direkte Vergleichungen zwischen Sonnen- und Sternenlicht unmöglich sind, wurden Zwischenglieder benutzt, und zwar erwiesen sich als die geeignetsten der Vollmond, ein Gasbrenner und Fixsterne erster Grösse. Über das Verhältnis zwischen Sonne und Vollmond hat Dufour keine eigenen Beobachtungen angestellt, doch überzeugte er

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1900. p. 385.
[2]) Archives des sciences phys. et nat. 1899 [4] 8. p. 209.

sich durch einen Versuch, dass die Angaben der Astronomen, die sich zwischen 300000 und 800000 bewegen, nicht übertrieben sind; er fand nämlich, dass er mit einem Sonnenmikroskop von der Sonne in 500 mal so grossem Abstande des Schirmes deutlichere Bilder erhielt als vom Vollmonde. Er glaubt daher die Annahme, dass die Sonne 300000 mal so hell sei als der Vollmond, für zulässig halten zu dürfen. Sodann wurde der Vollmond bei höchstem Stande und sehr klarer Luft mit einer Gasflamme verglichen, die stündlich 160 *l* Gas verbrauchte; diese Gasflamme musste 6 *m* entfernt werden, um ebenso hell zu erscheinen, wie der Vollmond. Die Vergleiche zwischen der Gasflamme und dem Sterne Arcturus ergaben im Durchschnitte, dass die Flamme 2000 *m* entfernt sein musste, um so hell zu erscheinen, wie der Fixstern. Da nun die Gasflamme, um Arcturus gleich zu sein, $333^1/_3$ mal so weit entfernt sein muss, als wenn sie ebenso hell sein soll wie der Mond, so ergiebt sich das Licht des Arcturus etwa 110000 mal schwächer als das Licht des Vollmondes und 33000.10^6 mal so schwach als das Sonnenlicht. Eine Vergleichung des Antares, der freilich nur 7^0 40′ über dem Horizonte stand, mit der Gasflamme gab einen Abstand der letztern von 4000 *m*; Altair hatte in 51^0 50′ Höhe die Helligkeit der Gasflamme in 2400 *m*; Wega war etwa ebenso hell wie Arcturus. Die Sterne zweiter Grösse, z. B. im grossen Bären glichen der Gasflamme in 3800 — 4000 *m* Entfernung.

Die Dauer des Sonnenscheines nach den Beobachtungen in Chemnitz (1892—1896) und a. a. O. behandelt Dr. Schreiber.[1]) Aus den Aufzeichnungen des Campbell'schen Sonnenscheinbestimmers geht hervor, dass in Chemnitz die relative Häufigkeit des Sonnenscheines um Mittag grösser ist, als früh und abends. In den meisten Monaten scheinen jedoch die ersten Nachmittagsstunden reicher an Sonnenschein zu sein, als die Vormittagszeit. Nur im Mai und Juni liegen die Maxima in der Zeit vor Mittag. Im Jahresmittel ist die Zeit von 11—12 Uhr morgens am reichsten an Sonnenschein. Über 61 % bringt es jedoch im Durchschnitte keine Stunde in einem Monate. Die einzelnen Jahre können sich dabei recht verschieden gestalten.

Was die jährliche Periode der Sonnenscheinhäufigkeit für Chemnitz betrifft, so findet sich, dass die Zahl der Tage mit Sonnenschein am kleinsten im Januar (55 %), am grössten im Juni und August (97 %) ist. »Unter 100 Tagen sind im erstern Monate also 55, in den beiden Sommermonaten aber 97 Sonnentage. Auffallend ist die geringere Zahl im Juli.

Das ganze Jahr hat die immerhin grosse Zahl von 80 % Sonnentagen.

---

[1]) Abhandlungen des Königl. sächs. meteorolog. Instituts. Heft 4. Leipzig 1899.

		Chemnitz	Pavlowsk	Hamburg	Magdeburg	Wien	Zürich	Klagenfurt	Lugano
					Monats- und Jahresstunden mit Sonnen-				
Januar		46	32	30	52	67	47	67	130
Februar		67	69	60	72	85	81	108	142
März		106	135	91	115	130	141	154	184
April		152	188	150	166	165	178	167	179
Mai		201	244	**195**	**235**	241	208	215	205
Juni		**219**	**283**	164	221	232	215	218	262
Juli		205	267	136	207	**269**	238	**261**	**285**
August		200	213	157	199	243	**239**	253	276
September		139	133	133	156	175	174	165	206
Oktober		96	75	64	84	99	108	113	142
November		86	29	37	56	62	48	51	99
Dezember		50	16	21	40	49	38	44	122
Jahr		1567	1684	1264	1603	1816	1715	1816	2229
						Zahl der thatsächlichen Sonnen-			
Januar		18	15	12	21	24	19	24	55
Februar		24	27	22	27	29	31	38	57
März		29	37	25	31	35	41	42	55
April		37	43	35	40	40	46	41	48
Mai		42	46	**40**	**50**	51	47	45	49
Juni		**45**	**51**	32	44	48	48	46	62
Juli		41	48	27	41	**56**	52	54	**67**
August		44	44	34	44	55	**57**	**57**	**67**
September		37	34	35	41	46	50	43	60
Oktober		29	26	20	27	29	36	34	48
November		32	13	15	21	22	19	18	42
Dezember		20	9	9	17	19	17	17	56
Jahr		35	37	28	36	41	42	41	56
					Zahl der Sonnenstunden im Jahr für				
6— 7	Vormittag	47	79	36	68	78	70	68	84
7— 8	Vormittag	79	101	58	96	109	99	99	130
8— 9	Vormittag	119	124	83	120	143	124	132	172
9—10	Vormittag	145	139	103	143	164	144	160	209
10—11	Vormittag	158	149	117	157	172	160	180	224
11—12	Vormittag	163	**151**	123	162	**179**	169	187	226
0— 1	Nachmittag	**166**	149	**133**	**164**	**179**	175	**190**	**227**
1— 2	Nachmittag	165	147	**133**	163	**179**	**176**	187	225
2— 3	Nachmittag	159	138	124	152	171	170	180	219
3— 4	Nachmittag	136	125	110	126	154	150	158	203
4— 5	Nachmittag	100	108	91	98	114	119	114	145
5— 6	Nachmittag	67	84	70	71	71	79	65	95

Pola	Padua	Bukarest	Rom	Madrid	Palermo	Ben Nevis	Säntis	Sonnblick	Obir

schein von 18 Orten Europas.

Pola	Padua	Bukarest	Rom	Madrid	Palermo	Ben Nevis	Säntis	Sonnblick	Obir
129	98	75	116	166	104	25	124	121	116
150	131	76	141	194	110	48	128	126	131
172	150	125	155	201	153	51	150	119	131
208	181	172	187	244	172	81	170	116	124
286	209	254	234	292	216	95	166	122	144
299	236	250	287	330	297	**141**	145	120	140
365	**285**	305	**343**	**391**	**333**	76	160	142	186
329	283	**309**	322	352	313	55	**183**	**156**	**196**
229	203	217	228	253	229	67	170	139	152
163	130	158	177	215	181	37	137	125	107
120	77	98	134	139	135	25	129	115	113
96	75	64	109	131	88	20	131	129	103
2546	2057	2104	2431	**2908**	2331	**721**	1792	1531	1642

stunden unter 100 möglichen.

Pola	Padua	Bukarest	Rom	Madrid	Palermo	Ben Nevis	Säntis	Sonnblick	Obir
45	38	27	40	55	33	10	45	44	41
52	45	26	47	64	36	18	46	44	**45**
47	40	34	42	54	41	16	40	32	35
50	44	43	47	61	44	20	41	28	30
62	45	56	52	65	49	19	35	26	31
64	50	54	64	73	67	**26**	30	25	30
78	60	65	**75**	**86**	75	16	33	30	39
76	**65**	**72**	**75**	83	**76**	11	41	35	**45**
62	54	58	61	68	62	17	45	37	40
49	38	46	52	62	52	12	41	37	32
42	27	34	44	47	44	10	46	41	40
39	27	29	39	45	29	10	**49**	**49**	38
58	46	48	55	**65**	52	**16**	40	34	37

12 Stundenzeiträume von 6 a bis 6 p.

Pola	Padua	Bukarest	Rom	Madrid	Palermo	Ben Nevis	Säntis	Sonnblick	Obir
100	83	82	96	143	74	28	79	59	58
153	133	129	178	210	167	42	129	122	115
204	170	171	222	259	211	53	166	159	162
222	190	196	238	269	225	65	176	**168**	**173**
231	198	210	**240**	**272**	232	71	182	167	**173**
236	206	**217**	237	268	231	**72**	**184**	158	160
239	**207**	216	235	265	231	71	179	149	160
238	206	216	235	267	**233**	68	172	142	158
234	201	204	232	263	223	64	157	133	152
227	187	179	220	250	210	54	139	120	136
186	142	130	169	191	171	40	101	84	95
121	85	82	87	122	99	31	64	40	67

Die Zahl der Sonnenstunden ist absolut, wie relativ am grössten im Juni. Auf diesen Monat kamen im Durchschnitte aus 7 Jahren 219.3 Sonnenstunden, die 45% der möglichen Sonnenstunden und 30% der gesamten Stunden des Monates darstellen.

Die Zahl der thatsächlichen Sonnenstunden ist im Sommer ungefähr die vierfache von denen im Winter, während die möglichen Sonnenstunden dieser Jahreszeiten sich nur wie 2 : 1 verhalten.

In allen Monaten ist die Sonnenscheinhäufigkeit nachmittags grösser als vormittags. Von den 1566.6 Sonnenstunden kommen 735.5 auf die Zeit vor, 831.1 auf die Zeit nach Mittag. Am auffallendsten ist diese Erscheinung im Winter und kann deshalb wohl zum Teil den örtlichen Verhältnissen zugeschrieben werden.

Dividiert man die Sonnenstunden eines Monates durch die Sonnentage, so erhält man die mittlere Dauer des Sonnenscheines an einem Sonnentage.

Dieselbe ist im Januar mit 2.7 Stunden am kleinsten, im Mai und Juni mit 7.5 Stunden am grössten.

Im Winter beträgt sie etwa $^1/_3$, im Sommer nahezu die Hälfte der möglichen Dauer.

Im Jahresdurchschnitte kommen auf einen Sonnentag 5.4 Stunden Sonnenschein.

Das als Häufigkeit des Sonnenscheines bezeichnete prozentische Verhältnis der thatsächlichen Sonnenstunden zu den möglichen ergiebt für den Januar nur 18% für den Juni 45%.

Im erstern Monate werden nur 18 von 100 Stunden, während deren die Sonne scheinen kann, wirklich Sonnenschein haben, im Juni sind dies aber 45 Stunden.

Im Jahresdurchschnitte würde nur an 35 von 100 möglichen Sonnenstunden die Sonne so frei dastehen, dass die Schwärzung des Papieres im Campbell'schen Apparat bewirkt wird.

Von den Gesamtstunden eines Monates ist dies nur 6% im Januar, 30% im Juni und 18% im Jahre der Fall.«

Dr. Schreiber giebt eine Vergleichung der Beobachtungen in Chemnitz mit denen von 17 andern Orten in Europa, letztere entnommen der Arbeit von Helmuth König.[1]) (Tabelle p. 356 u. 357.)

»Unter allen Stationen fällt Madrid mit 2908 jährlichen Sonnenstunden auf, von denen 391 auf den Juli kommen und — alle Tage dieses Monates als gleich vorausgesetzt — täglich 13 Stunden Sonnenschein ergeben. Madrid hat nahezu die doppelte Zahl der Sonnenstunden wie Chemnitz, die vierfache aber derjenigen auf dem Ben Nevis, der es im Juni nur auf 141 Sonnenstunden bringt.

Auffallend ist das Verhalten der italienischen Stationen: Padua 2057 = 46% der möglichen Sonnenstunden, Rom 2431 oder 55%, Lugano 2229 oder 56%, Palermo 2331 oder 52%.

---

[1]) Dauer des Sonnenscheines in Europa, Nova Acta der Kaiserl. Leop. Carol. Deutschen Akademie der Naturforscher 67. No. 3.

Die Zahlen stehen nicht recht im Einklange mit der Lehre von dem ewigen blauen Himmel Italiens.

Ebenso ist es mit den Hochstationen. Der viele Sonnenschein spielt in Werken der Landwirtschaft u. s. w. eine grosse Rolle, die er nach unsern Zahlen kaum haben kann.

Die grösste Häufigkeit des Sonnenscheines fällt bei den meisten Stationen auf die Zeit nach dem höchsten Sonnenstande, nahezu mit dem Maximum der Lufttemperatur zusammen. Die norddeutsche Ebene scheint aber nach Magdeburg und Hamburg besonders im Mai das Maximum der Sonnenscheinhäufigkeit zu haben.

Am Säntis und Sonnblick fällt dies auf den Dezember. Was die Tagesstunden anlangt, so haben ganz analog der Erscheinung in der jährlichen Periode meist die Stunden des täglichen Wärmemaximums die grösste Häufigkeit des Sonnenscheines. In Rom und Madrid, sowie an den Hochstationen verlegt sich das Maximum auf die Morgenstunden, und hängt die geringere Häufigkeit des Sonnenscheines in den Nachmittagsstunden wohl mit mehr oder weniger regelmässiger Wolkenbildung zusammen, wie wir sie an warmen Sommertagen auch bei uns wahrnehmen können.«

Von Wichtigkeit sind endlich die Berechnungen Dr. Schreiber's über die wirklichen Strahlungsmengen unter Berücksichtigung der Häufigkeit des Sonnenscheines, wobei er an seine frühern Rechnungen über die möglichen Strahlungsmengen (wenn nämlich der Himmel stets heiter wäre) anknüpft. Er wählt Pawlowsk (nahe 60° nördl. Br.), Chemnitz (nahe 50° nördl. Br.) und Palermo (nahe 40° nördl. Br.) als Repräsentanten und findet dann folgende Summen der stündlichen Wärmeeinstrahlung auf einen horizontalen Quadratmeter in Tonnenkalorien:

Monat	1. Ohne Rücksicht auf die Absorption in der Atmosphäre			2. Mit Rücksicht auf die Absorption			3. Mit Rücksicht auf die Absorption und die Häufigkeit des Sonnenscheines		
	40°	50°	60°	40°	50°	60°	40°	50°	60° nördl. Br.
Januar. . .	26	17	8	9	3	0	4	1	0
Februar . .	30	23	15	13	7	3	6	2	1
März	42	34	26	21	15	9	11	6	4
April. . . .	47	41	35	26	21	16	15	11	9
Mai	52	48	43	31	27	22	19	14	13
Juni	52	48	43	31	27	23	27	16	14
Juli	53	49	43	32	28	23	29	15	14
August . .	50	45	39	28	25	19	25	14	10
September.	43	37	29	23	17	12	18	9	5
Oktober . .	37	29	20	17	11	5	10	4	1
November .	28	20	10	11	5	1	5	2	0
Dezember .	25	16	7	8	3	0	3	1	0
Jahr	485	407	318	250	189	133	172	95	71
	100	100	100	52	47	42	36	23	22

Zur Berechnung der Monats- und Jahressummen der Wärmemengen unter 50° nördl. Br. benutzt Dr. Schreiber die oben erwähnten Aufzeichnungen in Chemnitz. Er giebt darüber folgende Tabelle, in welcher bezeichnet: a) die Zahl der Monatstage, b) die Tagessumme der Wärmestrahlung auf einen horizontalen Quadratmeter ohne Berücksichtigung der Absorption in der Atmosphäre, gültig für die Monatsmitten, c) dieselben Zahlen unter Annahme der Durchlässigkeit p = 0.6, d) die Häufigkeit des Sonnenscheines in Chemnitz, e) die Produkte aus a und b als die grösstmöglichen Monatssummen der Wärmeeinstrahlung, f) die Produkte aus a und c als die Monatssummen, welche für p = 0.6 nach der Absorption übrigbleiben, falls der Himmel stets wolkenlos ist, g) die Produkte d · f : 100 als die unter Berücksichtigung der Absorption und durchschnittlichen Häufigkeit des Sonnenscheines sich ergebenden Wärmemengen auf einen horizontalen Quadratmeter.

Aus den Monatssummen wurden die Jahresbeträge durch einfache Summation gebildet.

Monats- und Jahressummen der Wärmeeinstrahlung auf einen horizontalen Quadratmeter unter 50° nördl. Br.:

	a Tage	b T.C.	c T.C.	d %	e T.C.	f T.C.	g T.C.
Januar	31	3.0	0.41	24	93.0	12.7	3.0
Februar	28	4.9	1.10	31	137.2	30.8	9.5
März	31	8.2	2.75	38	254.2	85.3	32.4
April	30	11.8	4.81	49	354.0	144.3	70.7
Mai	31	14.6	6.60	50	452.6	204.6	102.3
Juni	30	15.8	7.15	57	474.0	214.5	122.3
Juli	31	15.3	7.02	53	474.3	217.6	115.2
August	31	12.9	5.50	56	399.9	170.5	95.5
September	30	9.3	3.43	50	279.0	102.9	51.5
Oktober	31	6.6	1.93	36	204.6	59.8	21.5
November	30	4.0	0.83	41	120.0	24.9	10.2
Dezember	31	2.6	0.27	25	80.6	8.4	2.1
Jahr	365				3323.4	1276.3	636.2

»Man sieht daraus, dass bei uns nur ca. 20% der möglichen Wärmemenge zur horizontalen Erdoberfläche gelangt.

Die auf einen horizontalen Quadratmeter auffallenden 636 T.C. würden eine ca. 9 *m* mächtige Eisschicht schmelzen oder eine Wasserschicht von 1 *m* Höhe verdampfen können.

Die April-Summe würde für 1 *m* Eis, die Juni-Summe für ca. 200 *mm* Wasser ausreichen.

Die Zahlen der letzten Spalte werden wohl etwas zu klein sein, sie beruhen auf sehr kleinen Annahmen für die Durchlässigkeit der Atmosphäre und auf der Voraussetzung, dass sowohl durch die Wolken alle Sonnenstrahlen absorbiert, als auch keine weitere Strahlung auf die Erdoberfläche stattfinde. Letztere Voraussetzungen können keineswegs als voll erfüllt angesehen werden. Jedoch soll

namentlich im Sommer nach Messungen und Rechnungen p noch kleiner als 0.6 sein, und könnte es dann möglich sein, dass diese Schlusszahlen die durchschnittlichen Strahlungsverhältnisse bei uns ziemlich gut zur Darstellung bringen.«

Eine ungewöhnliche Luftspiegelung am 3. Dezember 1899, beschreibt K. Mack,[1]) der dieselbe von der Eisenbahn aus beobachtete. Um 4 Uhr 5 Minuten nachmittags wurden seine Blicke durch ein überraschendes Phänomen gefesselt, das in einer scheinbaren Verdoppelung der Sonnenscheibe bestand. Am südwestlichen Himmel in mässiger Höhe über dem ziemlich flachen Horizonte befand sich ein Wolkenstreifen in Gestalt einer schmalen Kumulo-Stratusbank, die sich von S nach W zu verbreiterte. Oberhalb der Wolkenbank schwebte lichtes Gewölk mit leichter Horizontalstreifung; unterhalb hatte der Himmel eine gleichmässig trübe, graue Färbung. Die Sonne stand oberhalb der Wolkenbank etwa um 2—3 Sonnendurchmesser von ihr entfernt; unterhalb der Bank, etwa im selben Abstande von ihr, befand sich ein ebenfalls hell leuchtendes Sonnenbild von genau kreisförmiger Gestalt, dessen Helligkeit am Rande etwas vermindert war. Beide Scheiben hatten gleichen Durchmesser; ihre Mittelpunkte schienen in derselben Vertikalen zu liegen. Im ersten Augenblicke, als Verf. die Erscheinung wahrnahm, war die untere Scheibe die hellere, da die obere durch die davor befindlichen, gestreiften Wolkenschichten abgeblendet war, so dass Verf. zunächst den untern Lichtkreis für die Sonne selbst hielt. Nach kurzer Zeit gewann jedoch die obere Scheibe schärfere Umrisse und grössere Helligkeit, während das Aussehen der untern sich nicht änderte, so dass kein Zweifel sein konnte, auch unter Berücksichtigung des der Tageszeit entsprechenden Sonnenstandes, dass die obere Scheibe die Sonne selbst war. Etwa 5 Minuten lang konnte Verf. das Phänomen nahezu ungestört vom Bahnzuge aus beobachten, wobei er die bestimmte Wahrnehmung machte, dass beide Scheiben sich der schmalen Wolkenbank, die ungefähr die Mitte zwischen ihnen einnahm, näherten. Nun war die Beobachtung auf ca. 5 Minuten durch Häuser- und Baumgruppen der Ortschaft Degerloch unterbrochen; nachdem Verf. im dortigen Bahnhofe den Zug verlassen hatte, begab er sich möglichst rasch an einen Platz, wo er den Himmel wieder übersehen konnte, und fand, dass jetzt beide Scheiben verschwunden waren, während die Beleuchtungsverhältnisse am obern und untern Rande der Wolkenbank darauf hinwiesen, dass die Sonne hinter der letztern stand. Nach einigen Minuten trat die Sonne — jetzt ohne Verdoppelung — unter der Wolkenbank mit blendendem Lichte hervor, wobei sie mehr und mehr eine prachtvolle rötliche Färbung annahm und den obenerwähnten trübgrauen Zwischenraum zwischen der Wolkenbank und dem Horizonte mit ungewöhnlich intensivem, purpur-

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1900. p. 187.

farbenem Lichte erfüllte. Dieses schöne Abendrot hielt bis zu dem nach etwa einer Viertelstunde erfolgenden Untergange der Sonne an.

Was die Erklärung dieses offenbar sehr seltenen Phänomens betrifft, so liegt ohne Zweifel eine Luftspiegelung vor, hervorgerufen durch Luftschichten mit nach unten stetig abnehmenden Brechungsexponenten. Auf diese Annahme weisen die gleiche Grösse beider Scheiben, sowie die allmähliche Verminderung ihres Abstandes hin. Auch das nachfolgende intensive Abendrot scheint für diese Anschauung zu sprechen, sofern die tiefer gelegene, ursprünglich trübe Luftschicht, in welcher die Rotfärbung auftrat, jedenfalls hohen Wasserdampfgehalt und dementsprechend relativ hohe Temperatur besitzen musste. Man erkennt leicht, dass jene Luftschichten, in welchen die Spiegelung oder, genauer gesprochen, die nach unten Konvexkrümmung der von der Sonne herkommenden Lichtstrahlen eintrat, nicht horizontal sein konnten, sondern in der Richtung nach dem Beobachter geneigt sein mussten. Der zwischen der Sonne und ihrem Spiegelbilde beobachtete verhältnismässig grosse Winkelabstand von 3—4^{0} macht es wahrscheinlich, dass die geneigten Schichten zugleich eine schwache nach unten konvexe Krümmung besassen. Luftschichten von dieser Beschaffenheit kann man sich unterhalb der eingangs erwähnten Kumulo-Stratus-Wolke unschwer vorstellen. Auf diese Möglichkeit einer Krümmung der vom Verf. zunächst als eben vorausgesetzten geneigten Schichten hat A. Schmidt in Stuttgart denselben bei mündlicher Unterhaltung über den wahrscheinlichsten Grund der Erscheinung aufmerksam gemacht.

Über die Halophänomene verbreitet sich Dr. J. B. Messerschmitt.[1]) Trotzdem diese Erscheinungen jedermann bekannt und auch ziemlich häufig wahrzunehmen sind, so werden sie, ebenso wie die Wolken, meist doch nur nebenbei und selten eingehend verfolgt, so dass bis jetzt nur wenig Material vorliegt, welches erlaubt, weitere Untersuchungen vorzunehmen. Diese Vernachlässigung rührt zum grossen Teile von der Einführung der registrierenden Apparate für verschiedene meteorologische Elemente her, weshalb nur noch an wenigen Orten, besonders in Japan, regelmässig stündliche direkte Beobachtungen gemacht werden. Es ist daher von grossem Vorteile, dass auf See immer zahlreiche und regelmässige Beobachtungen aller wichtigen meteorologischen Vorgänge angestellt werden, welche, wenn sie sich auch nicht auf den gleichen Ort beziehen, bei vielen Untersuchungen mit Erfolg benutzt werden können, da sie sich doch stets auf nahe gleiche Verhältnisse gründen.

Man unterscheidet bekanntlich hierbei zwei Arten:

1. die »kleinen Höfe«, welche man besser mit dem Namen »Lichtkränze« bezeichnet, und

2. die »grossen Höfe« oder »Ringe« mit ihren Nebenerscheinungen.

---

[1]) Annalen der Hydrographie **1900**. p. 32.

Bei den »Lichtkränzen« sind die Gestirne (es kommen ausser bei Sonne und Mond solche auch manchmal bei den hellern Sternen vor) in unmittelbarer Umgebung bis auf Entfernungen von 1—6° von mehr oder minder deutlichen farbigen Säumen umgeben. Als Beispiel führt Verf. eine besonders schöne Erscheinung am Monde an, welche am 19. Oktober 1899 abends in Hamburg bei fast ganz klarem Himmel gesehen wurde, wobei der Mond von zwei farbigen, konzentrischen kreisförmigen Ringen mit den innern Radien von etwa $^1/_2$ und 2° umgeben war. Die Fläche innerhalb des kleinen Ringes bis zum Monde war gelblich weiss. Der kleine Ring selbst war innen rot und aussen blau und etwa 10′ breit. Dann kam ein etwa $1^1/_2{}^0$ breiter Streifen von fast stahlblauer Farbe, der wieder von einem 10′ breiten, nach aussen roten Ringe begrenzt war. Die Zwischenfarben des Spektrums konnte man ebenfalls unterscheiden.

Die Lichtkränze entstehen durch die Beugung des Lichtes durch Wasserbläschen, sind also eine Diffraktionserscheinung.

Wichtiger als die kleinen Höfe (Lichtkränze) sind die Ringe von 22° Radius, welche allein oder mit andern Nebenerscheinungen, wie grossen Ringen von 46 und 90° Radius, Nebensonnen, bezw. Monden, parhelischen Ringen, Vertikalsäulen, Berührungsbögen und dergleichen auftreten. Sie zeigen gewöhnlich mehr oder minder deutlich die Spektralfarbe, und zwar innen rot und aussen blau. Ihre Entstehung ist durch Fraunhofer, Galle, Bravais, Clausius u. a. auf die Brechung des Lichtes in Eiskrystallen, welche in den obern Luftschichten (als Cirruswolken) schweben, zurückgeführt worden. Verf. beschäftigt sich hier nur mit diesen grossen Höfen, bezw. Ringen.

Man kann dreierlei Stufen bei den Ringen unterscheiden, schwache, deutlich wahrnehmbare und prachtvolle Phänomene. Die schwachen Ringe sind meist kurz andauernd und treten noch dazu häufig nur als Kreissegmente auf. Sie werden bei dem Monde meist als zu unbedeutend gar nicht beachtet und bei der Sonne wohl nur von Personen gesehen, welche sich speziell mit der Verfolgung der Halos abgeben und daher schon einige Übung haben. Es hat sich überhaupt gezeigt, dass mit zunehmender Übung bedeutend mehr Halos wahrgenommen werden als ohne sie; jedoch sind nicht alle Augen gleich empfindlich für solche feinen Farbenwahrnehmungen.

Sobald die Kreise deutlicher werden, und namentlich wenn sie Vollkreise sind, werden sie beim Monde allgemein gesehen, bei der Sonne aber gewöhnlich erst bemerkt, wenn man darauf aufmerksam gemacht wird. Nur ganz prachtvolle Erscheinungen, wobei die Farben (auch zuweilen beim Monde sichtbar) deutlich sind, womöglich noch Nebensonnen u. dergl. auftreten, werden allgemeiner gesehen. Bei der Sonne können die Farben so deutlich wie beim Regenbogen werden. So sah Verf. am 31. Mai 1894 abends 6 Uhr in Zürich eine Nebensonne von 1° Höhe und 3° Breite, deren Mitte 22° von der Sonne

abstand, bei welcher rot, gelb und grün ganz hell zu sehen waren, während nur noch ein Teil des parhelischen Ringes am schwach blauen Ende in weisser Farbe bemerkt wurde. Innerhalb des Rot, welches ziemlich scharf abgegrenzt war, lag ein grauer Schleier bis zur Sonne. Alto-Kumuli und Alto-Stratus, welche sich gleichzeitig am Himmel befanden, verhinderten, den Ring selbst zu sehen. Die Sonne stand hierbei $2^3/_4{}^0$ über dem scheinbaren Horizonte (Ütliberg), in gleicher Höhe damit die Nebensonne. Nach 10 Minuten war die Erscheinung verschwunden.

Besonders schöne Erscheinungen mit Messungen sind ausser den ältern Angaben von Hevel u. a. in neuerer Zeit mitgeteilt in: »Mededeelingen uit de Journalen betreffen de bijzondere Meteorologische Verschijnselen in sommige gedeelten van den Ozean«, Utrecht 1896, ferner in verschiedenen Bänden der meteorologischen Zeitschriften, bei den Nordpolforschern, namentlich Nordenskiöld u.s.w.

Da bis jetzt nur wenig Material vorliegt, hat Dr. Messerschmitt einen Teil der betreffenden Beobachtungen, welche sich in den regelmässig geführten meteorologischen Tagebüchern der Seeleute befinden, zusammengestellt. Es wurden hierzu die Beobachtungen gewählt, welche im Atlantischen Ozeane angestellt sind, und zwar für die äquatorialen Gegenden die sogenannten englischen Quadrate und für die mittlern Breiten die deutschen Publikationen, bezw. Abschriften, welche sich auf der Seewarte befinden. Es sind dies fünf Quadrate zwischen 20 und 30° nördl. Br. und 20 und 70° westl. L., sieben Quadrate zwischen 30 und 40° nördl. Br. und 10 und 80° westl. L. und endlich sechs Quadrate zwischen 40 und 50° nördl. Br. und 10 und 70° westl. L.

Die englischen Beobachtungen stammen meist aus den Jahren 1855 bis 1871. Leider fehlen für das Quadrat 3, welches sich von 0—10° nördl. Br. und von 20—30° westl. L. erstreckt, bei den Angaben der Halos die Jahreszahlen, so dass sie nur für die Verteilung nach Monaten benutzt werden können. Die deutschen Quadrate geben Beobachtungen aus den Jahren 1868—1893, wobei allerdings von 1885 an nur vereinzelte Angaben bis jetzt ausgezogen sind, so dass sie nur bis zum letztern Jahre benutzt werden können. Beide Reihen umfassen daher nahe gleichviel Jahre.

In den Journalen kommt meist die Bezeichnung »Hof« vor, öfter jedoch ist genauer »grosser Hof« oder »Ring« angegeben, oder es folgt dies aus der nähern Beschreibung; einige Male sind auch »kleine Höfe« notiert. Es darf wohl angenommen werden, dass, mit wenigen Ausnahmen, »Ringe« gemeint sind.

Die folgende Zusammenstellung giebt zunächst einen Überblick über die Anzahl der gesehenen Halos, wobei die Nebensonnen einfach als Ringe mitgezählt sind:

Zwischen	—10 u. 0°	Breite wurden gezählt	3	Sonnenringe	17	Mondringe
»	0 » +10°	» » »	4	»	45	»
»	+10 » +20°	» » »	3	»	44	»
»	+20 » +30°	» » »	12	»	79	»
»	+30 » +40°	» » »	37	»	183	»
»	+40 » +50°	» » »	59	»	203	»

Die Zusammenstellung zeigt eine deutliche Zunahme der Sichtbarkeit der Halos mit zunehmender geographischer Breite sowohl für die Sonne als auch für den Mond, auch wenn man berücksichtigt, dass die Anzahl der Schiffe, bezw. Beobachtungstage nicht für alle Zonen gleich ist. Während unter dem Äquator nur etwa 2—3 Beobachtungen im Jahre vorliegen, steigt die Zahl zwischen +40 und +50° nördl. Br. auf 4 Sonnen- und

12 Mondringe. Es geht daraus hervor, dass die Halos auch in den äquatorialen Gegenden nicht so selten auftreten, besonders wenn man bedenkt, dass alle diese Beobachtungen nur nebenbei angestellt und von den Sonnenringen nur die auffälligsten Erscheinungen notiert sind.

Um zu erkennen, ob eine jährliche Periode vorhanden ist, führt Verf. in der folgenden Tabelle die Halos, nach Monaten geordnet, an.

Bezüglich der jährlichen Periode ergiebt sich, dass die Sonnenringe am häufigsten im Frühjahre (März bis Mai), die Mondringe in den Wintermonaten auftreten. Für die Äquatorgegend ist die Verteilung gleichmässiger, doch scheinen in den Frühjahrs- und Herbstmonaten mehr als in den beiden andern Jahreszeiten vorzukommen.

Eine ähnliche Verteilung fand auch C. Fritsch aus seinen Sonnenhalobeobachtungen in den Jahren 1839—1845 in Prag und Renou aus Beobachtungen in St. Maur von 1873—1889, wie die folgende Tabelle zeigt:

		Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember
Ringe	Prag	12	30	59	65	94	68	29	53	38	39	20	14
Nebensonnen	Prag	14	20	26	14	28	26	13	17	7	5	5	5
Tangentiale Lichtstrahlen	Prag	2	9	7	10	13	7	3	14	4	3	1	4
St. Maur. Ringe		12	12	24	30	32	19	8	8	12	15	15	4

Mit dieser Verteilung stimmt auch das Auftreten der Cirren überein, deren Maximum in den Mai, und deren Minimum in den Winter fällt.

G. Hellmann hat die Beobachtungen der Halos in Upsala (1866—1872), die aus dem Staate New-York (1826—1850), diejenigen der internationalen Polarstationen (1882—1883) und die japanischen Beobachtungen von 1892 zusammengestellt und findet ebenfalls eine ähnliche jährliche Periode, nämlich, dass für die Sonne die Ringe am häufigsten im späten Frühjahre (April bis Juni) und am seltensten im Winter (Dezember und Januar) sind; für den Mond sind sie zur Zeit des höchsten Sonnenstandes am seltensten, während sie im Winterhalbjahre am häufigsten sind, womit die Beobachtungen auf dem Ozeane vollkommen übereinstimmen.

Prof. Dr. G. Neumayer hat am Observatorium in Melbourne während der Zeit von Anfang März 1858 bis Dezember 1862 stündlich meteorologische Beobachtungen angestellt und dabei besonders auch auf das Vorkommen von Halos geachtet, wobei verschiedene Hilfsmittel benutzt wurden. Es sind dies wohl die einzigen regelmässig angestellten Beobachtungen, welche auf der südlichen Halbkugel ausgeführt wurden.

Darnach sind die Sonnenringe am häufigsten im südlichen Sommer (November und Dezember) und seltener in den andern Jahreszeiten gesehen worden. Die Mondringe sind am meisten in den südlichen Wintermonaten (Mai bis Juli) beobachtet worden, doch existiert ein zweites sekundäres Maximum im südlichen Sommer (Oktober und November). Es scheint darnach die jährliche Periode im Auftreten der Halos in Melbourne ein etwas anderes Verhalten zu zeigen als an den meisten der oben angeführten Orte der nördlichen Halbkugel.

Um noch eine weitere Vergleichsreihe zu haben, hat Verf. für die Jahre 1884—1889 die Beobachtungen von Tokio, welches nahe in gleicher nördlicher Breite wie Melbourne in südlicher Breite liegt, ausgezogen.

Darnach sind die Sonnenringe am häufigsten im Frühjahre (März bis Juni) gesehen worden, die Mondringe in der ersten Hälfte des Jahres (Januar bis Mai), besonders häufig im April und Mai. Es entspricht diese Verteilung auf die Jahreszeiten mehr derjenigen, wie sie in Melbourne, als wie sie in Europa und dem Atlantischen Ozeane gefunden worden ist. Es kann dies wohl von der geographischen Lage, Halbkugel des Atlantischen Ozeans und des Grossen Ozeans abhängen.

Dagegen besteht zwischen den beiden Stationen Tokio und Melbourne ein anderer Unterschied, der nämlich, dass am erstern Orte etwa zweimal soviel Sonnenringe als Mondringe beobachtet worden sind, während in Melbourne beide Arten nahe gleich oft gesehen wurden, die Mondringe sogar noch etwas häufiger als die Sonnenringe. Freilich sind in Tokio am häufigsten die sehr schwachen Sonnenhöfe notiert, während die hellern auch verhältnismässig selten auftraten.

Bei den Beobachtungen vom Atlantischen Ozeane überwiegen selbstverständlich die Mondringe, da ja Sonnenringe überhaupt schwerer zu sehen sind. Dagegen zeigen die systematischen Beobachtungen in Upsala, Berlin (Galle) u. s. w. ein Überwiegen der Sonnenhalos über die Mondhalos.

Man kann noch die tägliche Periode aufstellen, worüber eine Tabelle für Melbourne, welche Prof. G. Neumayer zusammengestellt hat, am besten Auskunft giebt.

Danach fällt das Maximum der Sonnenringe auf die Zeit kurz vor Mittag, die Kurve aber nimmt von da an am Vormittage rascher ab als am Nachmittage. Etwas verschieden liegen die Verhältnisse beim Monde, wo die Ringe am häufigsten um Mitternacht und 1 Uhr nachts auftreten, dann ziemlich rasch gegen Morgen abnehmen. Am Abende dagegen tritt beim Monde um 8 Uhr ein zweites Maximum auf, und die Anzahl der Ringe bleibt überhaupt mehr konstant zwischen 7 und 11 Uhr. Es sind nämlich beobachtet:

	Vormittag	Mittag Mitternacht	Nachmittag
Sonnenringe in Stunden . . .	85	42	117
Mondringe in Stunden . . .	140	50	172

woraus das Vorherrschen dieses Phänomens am Nachmittage und Abende deutlich hervorgeht.

Das gleiche Resultat zeigen die Beobachtungen in Tokio, wenn es auch bei der Sonne weniger deutlich als beim Monde ausgesprochen ist; dagegen sind am Nachmittage mehr Nebensonnen als am Vormittage gesehen worden, nämlich 26 am Nachmittage gegen 18 am Vormittage; das Gleiche gilt von den Nebenmonden: 3 am Nachmittage gegen 1 am Vormittage.

Dieses Resultat wird auch durch die Zusammenstellung der Sonnenhöfe und Nebensonnen von Fritsch in Prag, welche 1839—1845 beobachtet wurden, bestätigt. Er fand:

	Vormittag	Mittag	Nachmittag
Sonnenringe	189	67	265
Nebensonnen	49	5	126
Tangentiale Lichtstrahlen . .	36	5	36

Die Beobachtungen auf dem Meere liefern das gleiche Ergebnis für die Mondhöfe.

Da nun die Polarlichter öfter am Nachmittage (vor Mitternacht) als am Morgen (nach Mitternacht) beobachtet werden, so besteht zwischen dem täglichen Auftreten der Polarlichter und Halos eine grosse Ähnlichkeit, die noch dadurch verstärkt wird, dass nach den Beobachtungen von Prof. Neumayer in Melbourne ein Maximum der Halos um 8 Uhr abends vorhanden ist, was ja auch für die Polarlichter gilt.

Man kann sich daher fragen, ob nicht die säkulare elfjährige Periode, welche bei den Polarlichtern, magnetischen Störungen, Sonnenflecken u.s.w. auftritt, auch hier angedeutet ist. Es eignen sich hierzu die Sonnenflecken-Relativzahlen von R. Wolf zum Vergleiche am besten. In einer Tabelle

sind sie daher mit den Halobeobachtungen von Melbourne, Tokio, dem Atlantischen Ozeane, einer kurzen Reihe aus Dresden, einer von H. Overhoff in Utrecht und einer von S. Tromholdt zusammengestellt. Darnach möchte man geneigt sein, einen ähnlichen Verlauf beim Auftreten der Halos wie bei den Sonnenflecken, bezw. Polarlichtern anzunehmen. Für eine sichere Entscheidung darüber ist allerdings das Material nicht ausreichend.

Ein fünffacher Regenbogen wurde von Berger in Schweidnitz beobachtet.[1]) Der Beobachter schreibt: »Am 8. September 1899 stieg ich vom Hochfeld hinab nach Schirmeck. Kurz vor dem Struthof ereilte mich ein heftiger Gewitterschauer, der von NW herzog. Im NO befand sich eine dunkle Wolkenwand, auf der ich gegen 4 Uhr nachm. die Erscheinung beobachtete. Es waren dies fünf vollständig voneinander scharf getrennte Regenbogen, die in voller Farbenpracht erstrahlten. Die Anordnung war diese: Der gewöhnliche Regenbogen mit dem öfters zu beobachtenden zweiten mit umgekehrter Reihenfolge der Farben, dann aber befanden sich innerhalb des ersten drei gleichgerichtete und mit derselben Reihenfolge der Farben wie dieser, dicht nebeneinander. Die Farben waren jedoch viel stärker, wie bei dem ersten Regenbogen, und ferner verliefen diese Bogen nicht genau parallel dem Kreisbogen des ersten, sondern waren etwas flacher als dieser, unter sich jedoch parallel. Um 4 Uhr 10 Min. bedeckten heranziehende Wolken den nach Osten gerichteten Teil der Bogen, der nach Norden gerichtete leuchtete nun noch stärker. Gleich darauf verschwanden die drei innern, dann der äussere Bogen. Der erste Bogen blieb noch eine Weile sichtbar und verschwand dann auch.«

Das Spektrum des Polarlichtes hat Dr. Paulsen von Ende Dezember bis gegen Ende Januar untersucht teils mit einem Spektrographen, dessen Linsen und Prismen aus Quarz bestanden, teils mit einem sehr lichtstarken Apparate, dessen Prismen und Linsen aus Glas hergestellt waren. Mit dem ersten Instrumente ist besonders der ultraviolette Teil des Spektrums photographiert worden, während das andere noch Beobachtungen bis zur Linie O des Sonnenspektrums gestattete. Unter den 22 durch die Photographie fixierten Linien konnten 16 neue konstatiert und sämtliche genau gemessen werden. Die Wellenlängen der vier starken Linien waren 337; 358; 391.5 und 420 $\mu\mu$, während die 18 schwachen Linien zwischen 353 und 470 $\mu\mu$ gelegen sind. In dem Teile des Spektrums zwischen den Linien 337 und 250 $\mu\mu$ sind noch weitere 15 bis 20 sehr schwache Linien spurweise wahrgenommen worden, die aber noch eine eingehendere Untersuchung erheischen. Die gemessenen Linien scheinen übrigens verschiedenen Spektren des Polarlichtes anzugehören. Denn die vier starken Linien erhält man schon, wenn man den Spektrographen einem schwachen Polarlichte aussetzt; sie scheinen sogar schon aufzutreten unter der Einwirkung jener ausserordentlichen

[1]) Gaea 1900 p. 122.

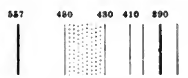
Helligkeit des Himmels, welche den Nächten der arktischen Länder eigentümlich ist, ohne dass das Auge irgend eine besondere Erscheinung wahrnimmt. Für die photographische Erzeugung der schwachen Linien ist es hingegen notwendig, den Spektrographen auf die Teile des Polarlichtes einzustellen, welche beim spektroskopischen Sehen mehrere Linien geben (Compt. rend. 1900. 130. p. 653).[1])

Sykora macht über das Spektrum des Nordlichtes folgende Mitteilung.[2]) Während der Überwinterung auf der russischen Polarstation der schwedisch-russischen Gradmessungsexpedition auf Spitzbergen »Konstantinowka« am Hornsund (Breite $+ 76^{0}\,56'\,25''$, Länge $1^{h}\ 3^{m}\ 48^{s}$ östlich von Greenwich) ist es mir gelungen, einige photographische Aufnahmen des Nordlichtspektrums zu erhalten.

Aus diesen Aufnahmen lässt sich erkennen, dass das Spektrum des Nordlichtes aus drei charakteristischen, fast gleich lichtstarken Linien besteht, deren Wellenlänge (in Millionstelmillimetern) annähernd 557, resp. 430 und 390 beträgt. Die erste Linie ist die bekannte charakteristische Linie im Grün, die zweite befindet sich nahe der Linie G des Sonnenspektrums und die dritte hinter den Calciumlinien H und K im ultravioletten Teile des Spektrums.

Ferner sind deutlich sichtbar: eine schwache Linie zwischen der ersten und zweiten charakteristischen, zwei schwache zwischen der zweiten und dritten charakteristischen und zwei hinter der dritten charakteristischen Linie. Diese fünf Linien sind ebenfalls fast gleich lichtstark, aber sehr schwach.

Ausserdem lässt sich eine ganze Reihe von Linien zwischen der ersten schwachen und zweiten charakteristischen Linie erkennen. Das Spektrum stellt sich also folgendermassen dar:



Die Wellenlängen sind infolge Mangels von Messapparaten und Spektralkarten auf der Station nur durchaus genähert angegeben. Es ist sehr wohl möglich, dass eine genauere Untersuchung der Aufnahmen nach der Rückkehr nach Russland noch weitere Linien zu Tage fördert.

Ausser der photographischen Aufnahme des Spektrums ist es auch gelungen, eine Anzahl von photographischen Aufnahmen des Nordlichtes selbst zu erhalten, wobei auf einigen derselben sogar die Struktur des Nordlichtes sichtbar ist.

Die während der Überwinterung der belgischen antarktischen Expedition beobachteten Südlichter. H. Aretowski

---

[1]) Naturwissenschaftliche Rundschau 1900. No. 21.
[2]) Astron. Nachr. No. 3649.



Fig. 1.



Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

Fig. 2.

Jahrbuch XI, 1900.
Tafel V.

Wolken-Photographien
aufgenommen von Flammarion's Observatorium zu Juvisy bei Paris.

bringt hierüber einige Mitteilungen.[1]) Die »Belgica« befand sich in sehr bedeutender Entfernung vom Magnetpole, denn sie wurde in 71° 27′ S. und 85° 44′ W. L. (am 7. März 1898) vom Eise besetzt und hat während der Zeit der Besetzung, 11. März bis 10. Septbr., seine Stellung fortwährend verändert; die äussersten vom Fahrzeuge eingenommenen Positionen waren in der Breite 69° 52′ und 71° 36′ S., in der Länge 82° 35′ und 92° 21′ W. Die Beobachtungen sind somit über einen Raum von etwa 10° Länge und 1½° Breite zerstreut. Die meteorologischen Verhältnisse waren für Polarlichtbeobachtungen sehr ungünstig, weil der Himmel meist bewölkt war, und von Ende September an die Dämmerung während der Nacht so hell wurde, dass man Polarlichter nicht mehr wahrnehmen konnte. Trotzdem wurde das Polarlicht 61 mal während des Winters 1898 und dann noch einmal am 12. März 1899 beobachtet, so dass im ganzen 62 Beobachtungen vorliegen. Aus der Aufzählung dieser Beobachtungen mit Angabe des Charakters der Erscheinungen lässt sich eine tägliche Periode des Polarlichtes ableiten, denn die Erscheinung wurde gewöhnlich sichtbar zwischen 7 Uhr abends und 2 Uhr morgens, und das Maximum der Stärke fiel am häufigsten zwischen 9 und 10 Uhr. Die jährliche Periode kann man zwar aus den Beobachtungen eines einzigen Jahres nicht mit Sicherheit ermitteln; aber die Daten der Erscheinungen beweisen sehr deutlich, dass das Maximum der Häufigkeit ausserhalb der Monate der Polarnacht fällt, und dass die Intensität des Polarphänomens offenbar am grössten in den Äquinoktien ist. Im Monate März und im Beginne des Monates April wurden schöne Polarlichter mit wechselndem Aussehen beobachtet; im Juli hingegen war einfaches Polarleuchten vorherrschend; später, im September, konnten wieder stark bewegte Polarlichter von verhältnismässig intensiver Helligkeit gesehen werden. Auffallend war in der Beobachtungsreihe das Vorherrschen des homogenen Bogens, der sich oft Stunden lang unveränderlich stets an derselben Stelle des Horizontes hielt. Dieser Bogen erhob sich gewöhnlich 8° bis 12° über den Horizont, und seine Enden waren beiderseits ungefähr 45° vom Kulminationspunkte entfernt, der immer in Südsüdwest lag. Im Wintersolstitium stieg dieser Bogen weniger hoch als in den Äquinoktien. Während der Polarnacht scheint somit die Polarlichterscheinung sich nach einer dem magnetischen Pole nähern Gegend zurückzuziehen.

21. Klimatologie und Wetterprognosen.

Die klimatischen Verhältnisse des arktischen und antarktischen Gebietes besprach A. Woeikof.[2])

»In den höchsten nördlichen Breiten, welche bis jetzt von Menschen erreicht wurden, erweist sich der Winter ungefähr von gleicher Temperatur mit

[1]) Compt. rend. 1900. 130. p. 1276.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1900. p. 75.

den Orten am Unterlaufe der Jana (Ustjansk, Kasatschje) und der Mündung der Lena (Sagastyr) und etwa die Mitte haltend zwischen den Stationen in Grinnelland und den höchsten Breiten von Grönland, aus welchen Beobachtungen vorliegen. So können wir —35° als ungefähre Wintertemperatur für die arktische Zentralregion, etwa zwischen 80—86°, wahrscheinlich bis zum Pole annehmen, ebenso auch von der Küste Ostsibiriens bis an die Grenze der Waldregion. Nur in den Meridianen von Europa und des westlichsten Teiles von Sibirien (Spitzbergen, Franz Josephs-Land), ist die Wintertemperatur der Arktis entschieden milder. So hatte Nansen im südlichen Teile von Franz Josephs-Land (nördl. Br. 81°, östl. L. 55°), im Winter 1895—1896 —24.6°, also eine Temperatur um mehr als 10° höher als die »Fram« in demselben Winter.

Diese nahezu gleiche Temperatur des Winters in der Arktis auf so grossen Strecken ist einer besondern Beachtung wert, im Vergleiche mit den enorm grossen Unterschieden, welche in Sibirien zwischen den waldigen Thälern in den Breiten 62—68° einerseits und der Tundra an der Meeresküste anderseits, vorhanden sind.

Wie gross der Temperaturgradient in Nordostsibirien ist, zeigt folgende Tabelle:

		Werchojansk[1])	Kasatschje[2])	Differenz	Russkoje Ustjo[3])
Dezember	1895	—46.6°	—35.1°	—11.5°	—31.6°
Januar	1896	—47.6	—34.9	—12.7	—34.1
Februar	—	—36.7	—26.6	—10.1	—35.1
November	—	—33.6	—25.6	— 8.0	—23.5
Dezember	—	—47.6	—34.8	—11.8	—34.6
November	1885	—44.2	—35.1	— 9.1	
Dezember	—	—52.9	—37.6	—15.3	
Januar	1886	—53.5	—37.6	—15.9	
Februar	—	—44.1	—35.1	— 9.0	

Also im Thale desselben Flusses, etwa 360 *km* voneinander, und in Verhältnissen, in welchen die Luft vom kältern obern und mittlern Thale der Jana nach dem Unterlaufe des Flusses strömt, ist die Temperaturdifferenz im Januar über 12° (selbst wenn wir die Temperaturen des Winters 1895/96, wo die Beobachtungen in Werchojansk lückenhaft waren, nicht berücksichtigen).

Als die Beobachtungen der Expeditionen von Wrangell und Anjou in den zwanziger Jahren in der Nähe der sibirischen Nordküste eine höhere Wintertemperatur ergaben, als in Jakutsk, als später die noch viel niedrigern Wintertemperaturen von Werchojansk bekannt wurden, war die naheliegende Erklärung: es sei der mildernde Einfluss des Meeres Ursache des wärmern Winters im Norden, Ähnliches sei aus Europa gut bekannt, die mildern Winter der Hebriden und Schottlands, im Vergleiche zum Innern Englands, der deutschen und niederländischen Nordküste verglichen selbst mit dem Rheinthale von Basel bis Mainz und namentlich der norwegischen Nordküste im Vergleiche zu Lappland, Nordschweden u. s. w. In allen diesen Fällen sind aber die Meere eisfrei, und die vorwaltenden Winde bringen Luft von noch wärmern Meeresteilen.

Anders an der Nordküste von Sibirien, wenigstens westlich von der Kolyma. Hier ist das Meer auf mehrere 100 *km* im Winter eisbedeckt.

---

[1]) 67° 34′ nördl. Br., 133° 51′ östl. L. im Thale der mittlern Jana.

[2]) 70° 45′ nördl. Br., 135° 58′ östl. L. an der untern Jana, etwa 80 *km* vom Meere.

[3]) 71° 1′ nördl. Br., 149° 26′ östl. L. an der untern Indigirka, etwa ebenso weit vom Meere wie Kasatschje.

und selbst die kleinen Blössen (Polynji) des Eises können keinen erheblichen Einfluss auf die Milderung der Temperatur haben, denn der Wind ist beständig vom Lande.

Wäre ausserdem die Ursache der wärmern Winter im Norden Sibiriens der erwärmende Einfluss des Meeres, in wie grösserem Grade würde er sich in Sagastyr, an der weit ins Meer vorspringenden Halbinsel des Lenadeltas geltend machen, als in Kasatschje, welches noch 80 *km* von dem ziemlich weit ins Land reichenden Janabusen entfernt ist. Und doch ist es nicht der Fall. Beide Orte haben ungefähr dieselbe Wintertemperatur. Wenig verschieden von Kasatschje ist sie nach gleichzeitigen Beobachtungen auch in Russkoje Ustjo, welches ungefähr ebenso weit entfernt ist von der Mündung der Indigirka, wie Kasatschje von der Mündung der Jana.

Nicht das Meer an sich mildert die Wintertemperatur in der Nähe der Nordküste von Sibirien, sondern die Tundra mit ihrer lebhaftern Luftbewegung. Die extreme Kälte des Winters ist an die Thalsohlen mit sehr schwacher Luftbewegung gebunden, weil unter diesen Umständen die untere, durch Berührung mit der Oberfläche des Schnees erkaltete Luftschicht, nicht mit der etwas höher liegenden, wärmern sich mischt.

Anders in der Tundra, im Norden, welche den Winden freien Spielraum lässt; hier mischen sich die Luftschichten mehr miteinander, und die untere kann nicht so erkalten, wie in den Thälern mit Windstille oder sehr schwacher Luftbewegung.

Die waldigen Thäler Nordostsibiriens befinden sich im Winter nahe dem Zentrum einer Antizyklone, während die Tundra vor der sibirischen Nordküste, der arktische Ozean im Norden davon und überhaupt in den höchsten Breiten, ebenso auch Nordgrönland und Grinnelland meistens in dem Raume zwischen Zyklone und Antizyklone liegen und daher auch lebhaftere Luftbewegung im Winter haben. Jedoch die Permanenz der Antizyklonen in den waldigen Thälern Nordostsibiriens ist auch topographisch bedingt, durch die Schwierigkeit des Abflusses, namentlich einer so kalten und dichten Luft, während in der Tundra im Norden, noch mehr auf dem Ozeane der Abfluss leicht ist, daher die keineswegs fehlenden Antizyklonen keinen so langen Bestand haben.

Es ist jedenfalls zu erwarten, dass in den Gebirgen Ostsibiriens, schon in kleinen Höhen im Winter viel höhere Temperaturen sich finden werden, wie überhaupt bei winterlichen Antizyklonen, und dass, wenn wir eine Luftschicht von 2000, ja vielleicht 1000 *m* Mächtigkeit nehmen, sie über den waldigen Thälern Nordostsibiriens wärmer ausfallen wird, als über der Tundra im Norden, am arktischen Ozeane und auf dem amerikanischen Polargebiete. Hann hat bekanntlich gezeigt, dass in den Alpen eine Luftschicht von 3000 *m* Mächtigkeit während einer Zyklone im Oktober bedeutend kälter war, als während einer Antizyklone im November.

Während des ersten Winters, welchen die »Fram« im arktischen Ozeane zubrachte, war sie in den Meridianen Ostsibiriens, etwa 800 bis 1200 *km* von der Küste entfernt. Leider fehlen in diesem Jahre Beobachtungen von der Küste oder in deren Nähe; der nächste Punkt, wo sie gemacht wurden, ist Werchojansk.

Hier waren März, April, Mai und Juli 1894 die wärmsten der ganzen Beobachtungszeit, ebenso wurden im Februar, März und Juli die höchsten Maxima beobachtet (resp. —9.9; 1.1 und 33.7). Die Entfernung der »Fram« von Werchojansk, namentlich im Frühlinge und Sommer, ist so gross, dass die unperiodischen Abweichungen sehr verschieden ausfallen können, sicher ist nur der viel kältere Winter und die viel wärmern Monate April bis Oktober in Werchojansk.

Die auf der »Fram« beobachteten Sommertemperaturen sind die niedrigsten auf der Nordhalbkugel durch meteorologische Beobachtungen bekannten, Mittel Juni —1.8, Juli 0.1, August (2 Jahre) —1.8°. Im Jahre 1896 hatte der Juli —0.1°.

Die Beobachtungen auf der »Fram« bestätigen meine Meinung, dass in hohen Breiten die Temperaturen über 0° von Winden gebracht werden, welche von eisfreien Meeren oder schneefreien Kontinenten kommen.[1])

Da die »Fram« sehr weit von ihnen war, so sind denn auch die Sommertemperaturen niedriger als anderswo.

Der Frühling und die Monate September und Oktober sind nach den Beobachtungen der »Fram« kälter, als irgendwo bis jetzt in den Meridianen von Europa und in Sibirien beobachtet wurde. Nur der nördlichste Teil von Grönland und namentlich Grinnelland haben Temperaturen in diesen Monaten, welche denjenigen auf der »Fram« gleichkommen.

Die belgische Expedition hat uns die ersten Temperaturen aus hohen südlichen Breiten für die kalte Jahreszeit gebracht.[2]) Das Jahresmittel ist —9.6° für ungefähr 70.2° südl. Br. Auf der nördlichen Halbkugel ist die Mitteltemperatur des 70.° nach der ältern Berechnung Spitaler's —9.9, nach der neuern, wo die Mohn'schen Isothermen für Gröuland berücksichtigt sind, —10.2. Um die Temperaturen der belgischen Expedition mit denjenigen der nördlichen Halbkugel zu vergleichen, müssen wir uns ein Urteil zu bilden suchen, inwiefern das betreffende Jahr kälter oder wärmer war, als das langjährige Mittel. Annähernd ist es vielleicht möglich. April, Juli und September waren jedenfalls zu kalt, Mai, August und Oktober zu warm, die + und — Abweichungen werden sich wohl annähernd decken.

Auf der nördlichen Halbkugel sind mittlere Jahrestemperaturen unter —9.6° in der Breite der belgischen antarktischen Expedition nur auf den Kontinenten von Asien und Nordamerika, auf den benachbarten Inseln und auf dem landumringten Karameere beobachtet worden. Selbst an den Küsten des eisbedeckten Grönlands sind die Jahresmittel in dieser Breite höher, als die der belgischen Expedition in entsprechender Südbreite. Die letztere war jedoch, wie es scheint, nicht besonders nahe an irgend einem Kontinente. Das von ihr Gefundene zeigt, dass auch für den 70.° dasselbe gilt, was ich für den 45.°, 50.° und 55.° erwiesen habe, namentlich, dass das Seeklima der nördlichen Halbkugel bedeutend wärmer ist, als dasjenige der südlichen,[3]) nämlich:

	45°	50°	55°
Nördliche Halbkugel	11.8	9.0	5.9
Südliche »	8.9	5.9	3.1
Differenz	2.9	3.1	2.8

Nach der Hypothese Ferrel's, des Einzigen, welcher es gewagt hat, die wahrscheinlichen Mitteltemperaturen hoher südl. Br. zu geben, ist die Mitteltemperatur unter 70° südl. Br. —5.8° unter 80° südl. Br. — 10.6°[4]), also für die Breite der »Belgica« etwa —6.0 oder über 3.5° wärmer, als die wirklich gefundene. Und es ist keine Ursache vorhanden, die Meridiane, in welchen die belgische Expedition beobachtete, für kälter als das Mittel der entsprechenden Breiten zu halten, im Gegenteil, wenn es zulässig ist, nach den Verhältnissen derselben Meridiane zwischen 55 bis 60° südl. Br. zu urteilen. Hier ist die Treibeisgrenze sehr weit südlich, d. h. polwärts gerückt.

Alles, was wir bis jetzt wissen, lässt für die Küsten des Südkontinentes jedenfalls niedrigere Jahrestemperaturen vermuten, als die Mittel entsprechender Breiten der nördlichen, und auf dem Inlandeise niedrigere, als irgend wo bis jetzt beobachtet wurde. Ich meine Temperaturen ohne Reduktion auf das Meeresniveau. Für die wärmere Jahreszeit wird wohl niemand dies bezweifeln, der die Höhe über dem Meeresniveau und die niedrige Sommertemperatur an den Küsten in Betracht zieht. Für den

[1]) Klimate der Erde 1. p. 100.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1899. p. 472.
[3]) Klimate der Erde 1. p. 336.
[4]) Ferrel: »Meteorological researches«. Washington 1877.

Winter verweise ich auf Mohn's: »Bearbeitung der Nansen'schen Beobachtungen auf dem Inlandeise von Grönland«[1]), welche zeigt, wie niedrige Temperaturen auf dem Eise schon im September bei einer Antizyklone möglich sind.«

Beiträge zur Frage der Kälterückfälle im Mai veröffentlichte V. Kremser.[2]) Er zeigt aus den Beobachtungen zu Klaussen, dass 1884—1898 die Zeit vom 11.—13. Mai das tiefste mittlere Minimum und die grösste Zahl der Tage mit Frostgefahr hatte, dass aber, wenn man den 50jährigen Zeitraum von 1848—1898 in Betracht zieht, nichts mehr von einer Depression der Temperaturminima und einer grössern Frostwahrscheinlichkeit in der Zeit vom 11. bis 13. Mai zu bemerken ist. Für Berlin ist nur die kurze Periode 1878—1894 den »Eisheiligen« günstig, aber in den Mittelwerten des 50jährigen Zeitraumes 1848—1897 findet auch für Berlin ein fast völliger Ausgleich statt. »Man muss somit sagen, dass im Mai eine je nach der Lage des Ortes grössere oder geringere Frostgefahr, zumal für den Erdboden, unstreitig besteht, dass aber, nach längern Zeiträumen betrachtet, die gestrengen Herren keineswegs besonders strenge auftreten, dass vielmehr die Frostgefahr vom Anfange zum Ende Mai regelmässig abnimmt.

Eine Möglichkeit nur kann die gestrengen Herren noch retten, die nämlich, dass sie periodisch erscheinen, d. h., dass sie nach längerer Pause für mehrere Jahre hintereinander mit aller Strenge wiederkommen oder wiedergekommen sind und so beim Volke einen dauernden Eindruck hervorgerufen haben. Wenn man daraufhin die Beobachtungsreihen von Berlin und Klaussen betrachtet, so fällt der Zeitraum 1878—1888 durch die fast Jahr für Jahr (bei Berlin mit Ausschluss von 1884, bei Klaussen mit Ausschluss von 1879 und 1880) zu kalten Tage vom 10.—13. Mai auf den ersten Blick auf, bei Klaussen auch noch 1891—1893. Diese Jahre sind derartig Ausschlag gebend, dass sie eben in den Auszählungen und Mittelwerten aus 1878—1894, bezw. auch 1884—1898, die Triade vom 11.—13. Mai zur kältesten und frostreichsten des ganzen Monates stempeln. Aber in den übrigen langen Jahren von 1848 ab wechseln die Temperaturverhältnisse jener Tage ganz unregelmässig; Kälterückfälle oder Frosterscheinungen sind an diesen Tagen mehrere Jahre hintereinander (ausser etwa 1857—1859) nicht wahrzunehmen, die Temperatur liegt im Gegenteile häufiger über der Norm, so dass auch in den Mittelwerten verschiedener zusammenhängender Jahresgruppen vor 1878 die Eisheiligen verschwunden sind.«

»Also nur in dem Jahrzehnte 1878—1887 und bei Klaussen auch noch im Jahrzehnte 1888—1898 treten die Eisheiligen in den Mittelwerten der Temperaturminima deutlich heraus, nicht aber in den andern Dezennien. Wenn also eine Periode existieren sollte,

---

[1]) Petermann's Mitteilungen. Ergänzungsheft 105.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1900. p. 209.

so müsste sie mehr als 40 Jahre umfassen. Immerhin ist dies nicht unmöglich, zumal ältere Untersuchungen mehrfach einen Rückgang der Temperatur zu Beginn der dritten Dekade ergaben, und so bleibt mmer noch die Aufgabe, in den Beobachtungsmaterialien aus frühern Zeiten Nachforschungen anzustellen — ehe man die Eisheiligen förmlich in ihre Rechte einsetzen oder über sie völlig den Stab brechen darf.«

Die Kalenderdata der Kälterückfälle im Mai. G. Hellmann macht bezüglich der sogenannten »gestrengen Herren« auf einen bisher nicht beachteten Umstand aufmerksam,[1]) der auch für die Beurteilung vieler sogenannter Bauernregeln von Bedeutung ist.

Es ist der, dass die Mehrzahl derselben viele Jahrhunderte alt ist, und dass ihre Entstehung vor die Gregorianische Kalenderreform zurückreicht. »Infolgedessen haben alle diejenigen Regeln, welche an bestimmte Kalenderheilige geknüpft sind, eine zeitliche Verschiebung erfahren; denn jene Kalenderreform bestand u. a. bekanntlich darin, dass man zehn Tage ausliess und vom 4. Oktober 1582 gleich zum 15. Oktober überging. Der neue oder Gregorianische Kalender war somit dem alten oder Julianischen um zehn Tage voraus.

In den zahlreichen Streitschriften, die in jener Zeit für und wider die Kalenderreform veröffentlicht wurden, findet man auch häufig als Argument wider die geplante Kalenderverbesserung den Umstand erwähnt, dass mit der Annahme derselben die alten Wetterregeln ihre Bedeutung verlören, und dass der Landmann alsdann nicht mehr wüsste, woran er sich halten solle.

Bei einigen dieser Regeln war der Einfluss jener Verschiebung allerdings sehr augenfällig. So war z. B. nach einer uralten Bauernregel der 13. Dezember oder St. Lucia der kürzeste Tag, über den es allerlei Memorialverse gab:

Auf Barnabas die Sonne weicht,
Auf Lucia sie wieder zu uns schleicht.

Oder:

Lutze macht den Tag stutzen,
Denn da hebet er wied'rum an zu langen
Und kommt die Kälte gegangen.

Da nun auch im neuen oder Gregorianischen Kalender St. Lucia dem 13. Dezember verblieb, so hatten diese und ähnliche auf den Tag bezüglichen Regeln natürlich ihre Bedeutung verloren.

Dasselbe gilt für die übrigen an Kalenderheilige anknüpfende Wetterregeln und somit auch für den Glauben an die Gefahr von Maifrösten, die man am 1. Mai (Philippus Jacobus), am 13. Mai (Servatius) und am 23. Mai (Urbanus) besonders fürchtete. So heisst es z. B. im »Calendarium oeconomicum et perpetuum« des Johannes Colerus, das zuerst 1591 in Wittenberg erschien, beim 1. Mai:

---

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1900. p. 333.

»Ach Gott, behüt allhier vor Meyenfröste« und: »Der Meye ist selten so gut, er setzt dem Zaunpfal einen Hut« (von Schnee); beim 13. Mai: »Für Servatii Tag, sagten die Alten, darf man sich keines gewissen Sommers versehn«, und vom 25. Mai (Urban) giebt es eine so grosse Zahl von Merksprüchen, die dessen Gefährlichkeit speziell für den Wein hervorheben, dass Verf. sie nicht alle anführen will.

Dass Servatius als »gestrenger Herr« allein auftritt und noch nicht in Begleitung des Mamertus und Pankratius (11. und 12. Mai), darf nicht Wunder nehmen, wenn man die Entwickelung des Kirchenkalenders in Erwägung zieht. In den ältern christlichen Kalendern, wie sie im XI.—XIII. Jahrhunderte jedem Gebetbuche, Psalter oder Missale beigegeben waren, findet man nur sehr wenige Tage in jedem Monate mit Heiligen besetzt, so dass die Zeitbestimmungen, ungefähre wie genaue, an diese naturgemäss anknüpfen mussten. Nun stand gerade in der Mitte des Mai der heilige Servatius allein im Kalender. Wollte man also zum Ausdrucke bringen, dass um die Mitte des Mai Fröste oder überhaupt kaltes Wetter zu fürchten ist, so verknüpfte man diese Erfahrung oder Befürchtung zeitlich mit Servatius und machte diesen damit zum Eisheiligen. Wie wenig Heiligentage man im Mittelalter als Marksteine für die Zeitbestimmung oder Datierung hatte, geht auch aus dem sogenannten »Cisiojanus« hervor, jener Sammlung von lateinischen oder deutschen Knüttelversen, welche die Schulkinder — bis in die Zeit von Luther und Melanchthon, die selbst solche Memorialverse gemacht haben — auswendig lernen mussten, um zu wissen, wie viel Tage jeder Monat hat, und zu welchen Tagen die verschiedenen Heiligen gehören.

So heisst es z. B. in einem deutschen Cisiojanus, in dem jedes Wort einen Tag bedeutet, vom Mai:

Philippus das Kreuz erfunden hat,
Johannes leidet das Ölbad.
Gordian sprach zu Servatio:
Wir wollen traun nicht baden also.
Gang flugs, und sag er Urban schnell,
Dass er uns bringe Petronell.

Die Kinder lernten hieraus, dass Servatius auf den 13. Mai fällt.

Umgekehrt spricht der Umstand, dass Servatius bei Colerus noch allein als Eisheiliger genannt wird, für das hohe Alter des an ihn sich knüpfenden Volksglaubens.

Die durch den Gregorianischen Kalender bewirkte Verschiebung dieses Eisheiligen um zehn Tage nach vorwärts wurde vom Landmann kaum störend bemerkt; denn auch am 3. Mai (alten Stils) war die Wahrscheinlichkeit für einen Kälterückfall nicht geringer als am 13. Wenn aber in modernen Arbeiten über die Kälterückfälle im Mai die Frage darauf zugespitzt wird, dass man die Berechtigung des alten Volksglaubens an die »gestrengen Herren« durch Untersuchung des Verhaltens der Tage des 11., 12. und 13. Mai (neuen Stils) zu erweisen oder zu verneinen sucht, so vergisst man eben, dass sich durch die Kalenderreform die Stellung der ent-

sprechenden Heiligen im Solarjahre um 10 Tage verschoben hat. Will man den alten Eisheiligen Servatius retten, so muss die moderne Untersuchung den Anfang des Mai in Betracht ziehen, während die Ergebnisse der zahlreichen Arbeiten über die Tage des 11.—13. Mai dem alten Urban zu Gute kommen.

Wer sich in den Geist volkstümlicher Naturauffassung recht zu versetzen weiss und insbesondere noch in Betracht zieht, wie im Mittelalter die Zeitbestimmung durch Anknüpfung an einige wenige hervorragende Kalenderheilige nur eine ganz ungefähre sein konnte und wollte, der wird aus der Thatsache, dass man am Anfange (1. Philippus Jakobus), in der Mitte (13. Servatius) und noch im letzten Drittel des Mai (23. Urbanus) kaltes Wetter und Frost fürchtete, den einfachen Schluss ziehen: Nach alter volkstümlicher Auffassung und Erfahrung muss man sich während des ganzen Monates Mai noch auf Frostwetter gefasst machen.«

Wetterprognosen auf mehrere Tage voraus, zum Nutzen der landwirtschaftlichen Betriebe. Die im vorigen Jahrgange des Jahrbuches[1]) erwähnten Ausführungen des Prof. van Bebber zu Gunsten von Wetterprognosen auf mehrere Tage voraus, aus denen die Landwirtschaft praktischen Nutzen ziehen könne, haben eine kritische Beleuchtung von Dr. Klein erhalten.[2]) Derselbe weist nach, dass, so wünschenswert solche Prognosen sein mögen, sie bei dem heutigen Zustande der Meteorologie durchaus nicht möglich sind, ausser in gewissen Fällen hohen und ausgebreiteten Barometerstandes. Treten diese ein, so bedarf es keiner Prognosenübermittelung, denn jeder, der nur einige Kenntnis des Wetters besitzt, ist von der Wahrscheinlichkeit der Fortdauer des dann herrschenden Wetters überzeugt. Nur über das schliessliche Ende einer solchen Witterungsperiode kann der einzelne Beobachter nichts sicheres voraussagen, die meteorologischen Zentralstellen aber ebensowenig. Dr. Klein weist dies an den Prognosen der Deutschen Seewarte im einzelnen schlagend nach. Diese Prognosen zeigen in einer nicht selten an das Komische streifenden Weise die Hilflosigkeit der auf den telegraphischen Depeschen und täglichen Wetterkarten beruhenden Prognosen und Sturmwarnungen. Diese Wertlosigkeit hat sich unbefangenen Meteorologen schon längst aufgedrängt, sie ist aber durch die neuesten Untersuchungen von Prof. Hergesell[3]) auch ursächlich so klar nachgewiesen worden, dass wohl alle Einreden verstummen sollten. Auf Grund der Aufzeichnungen gelegentlich der internationalen Ballonfahrten am 13. Mai 1897, 24. März 1899 und 3. Oktober 1899 hat derselbe nämlich die Luftdruckverteilung in 5000 *m* und in 8000 *m* Höhe berechnet und kartographisch dargestellt. Es fand sich, dass dieselbe von der an der Erdoberfläche stattfindenden,

---

[1]) **10.** p. 389—392.
[2]) Gaea 1900. p. 258 u. ff.
[3]) Siehe dieses Jahrbuch oben p. 312.

welche die täglichen Wetterkarten darstellen, völlig verschieden ist. Diese letztere, auf welcher die Prognosen der Zentralstellen beruhen, ist eine sehr stark lokal beeinflusste Erscheinung, während die in den obern Luftschichten herrschende für die weitere Umgestaltung bestimmend erscheint. Die Schlüsse aus der an der Erdoberfläche herrschenden, auf dem täglichen telegraphischen Materiale beruhenden Druckverteilung, müssen also meist illusorisch sein, und von den trotzdem richtigen Prognosen beruht ein Teil lediglich auf Zufall. Um dies eklatant zu beweisen, brauchte man nur von der Prognosen ausgebenden Zentralstelle statt der in Worten ausgedrückten Prognose eine rohe Darstellung der Luftdruckverteilung am nächsten Tage zu verlangen (was ja theoretisch dasselbe ist wie die Worte der Prognose), und man würde sogleich finden, dass, besonders in kritischen Zeiten, diese Luftdruckverteilung so gut wie nie richtig vorausgesehen werden wird. Damit ist der Wert der täglichen synoptischen Wetterkarten auf ein wesentlich geringeres Mass reduziert, als viele ihm zuerteilen, die nicht selbst Gelegenheit haben, Wetterprognosen darauf zu begründen.

Schliesslich sagt Verf.: »Man erkennt nun aus dem Vorhergehenden, wie es mit den Wetterprognosen auf mehrere Tage hinaus liegt. Sie sind nur möglich, wenn ein ausgesprochener Typus des hohen Luftdruckes vorherrscht, und dann lautet die Prognose einfach auf Fortdauer der herrschenden Witterung. Man könnte allerdings auch umgekehrt bei ausgesprochenem Vorherrschen tiefen Luftdruckes über Mitteleuropa auf längere Fortdauer der veränderlichen (nassen) Witterung schliessen; allein damit würde man praktisch doch nicht viel erreichen, denn auch innerhalb grösserer Gebiete niedrigen Luftdruckes ist das Wetter recht verschieden, wie die vielen fehlgeschlagenen Tagesprognosen der meteorologischen Zentralstellen beweisen. Nur wenn hoher Luftdruck vorherrscht, ist es möglich, für einige Tage im voraus das Wetter zu prognostizieren, und zwar so gut wie ganz unabhängig von den täglichen Wetterkarten. Je länger die Herrschaft eines barometrischen Maximums schon andauert, um so sicherer kann man im allgemeinen noch auf Fortdauer derselben rechnen. Natürlich tritt aber doch endlich ein Wetterumschlag ein, und es ist nun von grösster Wichtigkeit, diesen zeitlich zu fixieren. Theoretisch müsste solcher am sichersten aus der in den täglichen Wetterkarten angegebenen allgemeinen Luftdruckverteilung erkennbar und bestimmbar sein; aber die Praxis zeigt, dass dies nicht der Fall ist, und wir wissen heute, dass der Grund davon in dem Umstande liegt, dass die Druckverteilung an der Erdoberfläche oft gänzlich verschieden ist von derjenigen in grössern Höhen, die die fernere Umgestaltung bedingt. Gerade die Umschläge der Witterung werden von den auf diesem Materiale beruhenden Tagesprognosen am schlechtesten getroffen, eine Thatsache, die sich aus den täglichen Wetterkarten und Prognosen der Deutschen Seewarte und ebenso aus den Publikationen ähnlicher Zentralstellen

aufs klarste nachweisen lässt. Wer dagegen den Himmelszustand genau berücksichtigt, die Art und Weise, wie die Bewölkung sich einstellt oder verschwindet, besonders aber das Auftreten und die Zugrichtung der Cirruswolken beachtet, wird den Witterungsumschlag mit grösserer Sicherheit voraussehen können. Das Vorstehende lässt offenbar erkennen, dass Wetterprognosen auf längere Zeit hinaus nur unter bestimmten atmosphärischen Verhältnissen möglich sind. Sie treffen regelmässig dann am häufigsten zu, wenn man nach dem Stande des eigenen Ortsbarometers und dem Zustande des Himmels ohne weiteres schon die Fortdauer des herrschenden Wetters für wahrscheinlich hält. Dass aber Prognosen auf längere Zeit hinaus möglich wären, die mit einiger Sicherheit für mehrere Tage hintereinander den kommenden Wechsel der Witterung anzugeben vermöchten, bestreitet Verf. ganz und gar. Solche sind nach dem heutigen Zustande der Meteorologie durchaus unmöglich, und wer sie etwa den Landwirten in Aussicht stellt, steht auf dem Boden der Prognosenfabrikanten à la Falb. Es ist überhaupt ungerechtfertigt, von einem ausgedehntern »Witterungsdienste« grosse Erfolge für die Landwirte zu versprechen. Wetterprognosen, wie solche die Tageszeitungen bringen, haben für das Publikum zweifellos viel Angenehmes, und es will sie nicht missen; aber eine ausgedehnte praktische Erwerbsthätigkeit, wie die landwirtschaftlichen Betriebe darnach zu regeln, wäre eine Thorheit, die sich schnell als solche bekunden würde, lediglich zum Schaden dessen, der sich dazu bereden liess.«

In den Kreisen der privaten Wetterbeobachter sowohl als bei Meteorologen haben diese Ausführungen Beifall gefunden, ja man hat sehr richtig darauf aufmerksam gemacht, dass durch solche mehrtägige Prognosen die Meteorologie noch mehr in Misskredit kommen werde, als sie ohnedem infolge des häufigen Fehlschlagens der täglichen Perioden schon steht. Dr. Grossmann ist dagegen für mehrtägige Prognosen eingetreten,[1]) indem er theoretisch deren Möglichkeit zu behaupten versucht. In einer Entgegnung[2]) wies Dr. Klein Punkt für Punkt die Argumentierungen von Dr. Grossmann zurück und bezeichnete lediglich aus dem Zeitraume der ersten fünf Monate des Jahres 1900 eine lange Reihe von Tagen, für welche sogar die eintägigen Wetterprognosen der Deutschen Seewarte mehr oder weniger völlig verfehlt waren. Dr. Grossmann sagt selbst bezüglich der sogenannten »Sturmwarnungen«: »Grundsätzlich ist ein gewisses Zaudern [in Ausgabe von Sturmwarnungen] geboten, weil solche ohne nachfolgenden Sturm das Ansehen der Warnungen erfahrungsmässig im hohen Grade herabdrücken.« Das ist deutlich gesprochen; denn dieses Verfahren hat nur einen Sinn unter der stillschweigenden Voraussetzung, dass die Sturmwarnungen überhaupt sehr häufig irrig sind. Wenn auch nur in der Hälfte aller Fälle, in

[1]) Annalen der Hydrographie 1900. p. 273.
[2]) Gaea 1900. p. 475.

welchen die Tageskarten einen Sturm vermuten lassen, dieser wirklich einträte, so wäre es geboten zu warnen, weil ja ausserdem noch oft genug Stürme eintreten, die aus den Karten nicht vorherzusehen sind. Nach den eigenen Untersuchungen Dr. Grossmann's traten 1886—1895 nicht weniger als 428 Sturmphänomene ein, vor denen nicht gewarnt worden war, d. h. mehr als 31 % aller Sturmphänomene überhaupt. Ausserdem fanden in demselben Zeitraume 156 Sturmphänomene statt, bei denen die Sturmwarnungen zu spät kamen, d. h. in mehr als 11 % aller Fälle. Überhaupt waren bei 1360 Sturmphänomenen nach Dr. Grossmann's Listen nur 57 % richtiger und zeitiger Sturmwarnungen zu verzeichnen. Dass darunter eine gute Anzahl von Stürmen figurierte, die der erfahrene Seemann auch ohne Warnung voraussah, ist selbstverständlich. In einem Gutachten des Vizeadmirals Knorr in Kiel über die Sturmwarnungen heisst es sogar: »Der Fall, dass ein schwerer Sturm angemeldet wurde, bevor er eintrat, oder bevor die Anzeichen so deutlich waren, dass ihn jeder Wetterkundige voraussah, ist hier (in Kiel) nicht beobachtet.« Ähnlich lauten die Aussagen des Kaiserlichen Korvettenkapitäns Schloepke in Wilhelmshaven. Es kann nach dem gegenwärtigen Zustande der Wissenschaft auch nichts wesentlich Besseres erwartet werden.

Die bisherigen Methoden der Wetterprognose, wie diese z. B. von der Deutschen Seewarte in Hamburg, vom Meteorologischen Institut in Brüssel and andern Anstalten geübt werden, sind nicht weiter entwickelungsfähig. Alle Bemühungen, die kommende Umgestaltung der atmosphärischen Luftdruckverhältnisse aus den Beobachtungen zu ermitteln und Regeln dafür aufzustellen, sind fehlgeschlagen, und schöne Reden können an diesen Thatsachen leider nichts ändern.

Dagegen bietet sich ein neuer und aussichtsreicher Weg in der von Prof. Hergesell begonnenen Erforschung der Luftdruckverhältnisse in den obern Luftregionen. Mit Recht sagt derselbe: »Wer die Luftdruckkarten der verschiedenen Niveaus betrachtet, die von mir veröffentlicht sind, der kann gewiss nicht verkennen, dass die Isobaren des Meeresniveaus nur Erzeugnisse der Luftdruckverteilung in den höhern Schichten sind. Es sind Gebilde von sehr sekundärer Natur, die zwar von grosser Bedeutung für die unten herrschende Witterung sind, aber immerhin nur beschränkte Einblicke in die gewaltige Thätigkeit der Gesamtatmosphäre gestatten. Die Kenntnis der Veränderungen, die in den höhern Regionen von Tag zu Tag eintreten, wird es gestatten, die Veränderungen in den untern Niveaus mit ganz andern Augen zu betrachten und zu verstehen. Verf. ist der Überzeugung, dass die Wetterprognose in der Zeit, in welcher wir Wetterkarten aus dem Niveau von 5000 *m* oder gar 10000 *m* jeden Tag verfertigen können, in ganz anderem Ansehen stehen wird, als heutzutage.«

Druck von Oskar Leiner in Leipzig. 50890